

Maajään mallinnus pohjoisella ikirouta-alueella

Joonas Keränen

Pro gradu -tutkielma 791619S

Maantieteen tutkimusyksikkö

Oulun yliopisto

27.11.2020

• Yksikkö: • Maantieteen tutkimusyksikkö	Pääaine: Maantiede		
• Tekijä (Sukunimi ja etunimet, myös entinen sukunimi): • Keränen, Joonas Mikael	Opiskelija-numero: 2370372	Tutkielman sivumäärä: 65 s. + III liit.	
Tutkielman nimi (suomeksi; muun kielinen nimi ilmoitetaan vain jos se on tutkielman kieli): Maajään mallinnus pohjoisella ikirouta-alueella			
Asiasanat: Ikirouta, maajää, tilastollinen mallinnus, GAM			
Tiivistelmä (kirjoitetaan vapaamuotoisesti, selväsanaisesti ja lyhyin lauserakentein, ks. ohje seuraavalla sivulla): <p>Veden jäätymisestä seuraavan tilavuuden kasvun takia maajäällä on merkittävä vaikutus ikirouta-alueen maaperän ominaisuuksiin. Arktisen alueen lämmetessä maajään sulaminen vähentäisi maaperän kantokykyä. Koska pohjoinen ikirouta-alue peittää noin 24 % pohjoisen pallonpuoliskon maa-alasta, olisi tällä huomattavia vaikutuksia alueen ympäristölle ja asukkaille. Maajään määrän mallintaminen onkin tärkeää sulamisen vaikutusten voimakkuuden ja laajuuden arvioimiseksi.</p> <p>Tämän tutkielman tarkoituksena on selvittää maajään määrään vaikuttavia tekijöitä ja tilastollisesti mallintaa sen määrää sirkumpolaarisella alueella. Aineistona toimivat pohjoisella ikirouta-alueella vuosina 2000–2014 suoritettut kenttätutkimukset, joiden tulokset kerättiin tieteellisistä julkaisuista. Aineisto jaettiin gravimetriseen (n=49) ja volumetriseen (n=22) maajäämäärän esittämisen mukaan. Näytteidenottoa paikkojen koordinaattien pohjalta laskettiin ilmasto-, ympäristö-, ja maaperämuuttujat neliökilometrin tarkkuudella. Molempien aineistojen kohdalla maajään määrää mallinnettiin yleistetyn additiivisen mallin (GAM, <i>generalized additive model</i>) avulla. Saatujen mallien ennustuskkyä ja toimivuutta arvioitiin LOOCV (<i>leave-one-out-cross-validation</i>) ristiinvalidoinnilla ja laskemalla MAE (<i>mean error</i>, keskilvirhe) sekä RMSE (<i>root mean squared error</i>, keskineliövirheen neliöjuuri).</p> <p>Gravimetrisessä maajään mallissa selittäviksi tekijöiksi valikoituivat tärkeysjärjestyksessä NDVI (<i>normalized difference vegetation index</i>) -kasvillisuusindeksi, karkeiden sedimenttien määrä, orgaanisen aineksen määrä, vuotuinen keskilämpötila ja lumisateen määrä. Volumetrisessä mallissa selittävät tekijät olivat hienorakeisten sedimenttien määrä ja FDD (<i>freeze degree days</i>). Gravimetrisen mallin selitysaste jäi 21 %:iin, kun volumetrisen mallin selitysaste oli 42 %:a. Gravimetrisen mallin kalibroinnissa MAE ja RMSE olivat 23,1 ja 30,4, ristiinvalidoinnilla vastaavien arvojen ollessa 29,9 ja 36,9. Volumetrisen mallin kohdalla MAE oli 8,1 ja RMSE 10,3, kun ristiinvalidoinnilla ne olivat 9,1 ja 11,4.</p> <p>Maajään määrää lisääviä tekijöitä ovat kasvillisuuden, orgaanisen aineksen ja hienojakoisten sedimenttien esiintyminen sekä kylmä ilmasto. Maajään sulamista edistäisivät lämpötilojen nousu, talven lyheneminen ja lumisateen lisääntyminen. Lähtökohtaisesti kylmän ilmaston ja hienojakoisten sedimenttien vaikutus korostuu jatkuvan ikiroudan alueella. Etelämpänä paikallisten ympäristötekijöiden vaikutus maajään säilymisessä kasvaa ilmaston lämmetessä. Ennustevirheiden ja selitysasteen pohjalta volumetrinen malli kykeni paremmin ja vakaammin ennustamaan maajään määrää. Volumetrisen mallin pohjalta maajäämäärän tilastollinen mallinnus sirkumpolaarisella alueella vaikuttaakin mahdolliselta. Mallin ennustuskkyä voisi parantaa sedimenttien iän ja kasautumistavan sekä ilmastohistorian huomioiminen. Suorien ympäristövaikutusten arviointiin soveltuisi kuitenkin parhaiten ylimääräisen jään (<i>excess ice</i>) määrän analysointi.</p>			
Muita tietoja:			
Päiväys: Oulussa, 27.11.2020			

Sisällysluettelo

1.	JOHDANTO	4
2.	IKIROUTA	7
3.	MAAJÄÄ	11
3.1	JÄÄTYMISPROSESSI.....	11
3.2	LUOKITTELU	16
3.2.1	Segrekoitunut ja huokosjää.....	18
3.2.2	Intrusiivinen jää	18
3.2.3	Jääkiilat.....	19
3.2.4	Jäämassiivit.....	20
3.2.5	Pingot.....	21
3.3	KRYORAKENTEET	23
4.	TUTKIMUSALUE	25
4.1	ALUEEN KUVAUS	25
4.2	IKIROUDAN JAKAUTUMINEN.....	27
4.3	ILMASTO	28
4.4	KASVILLISUUS	29
4.5	JEDOMA.....	31
5.	AINEISTO JA MENETELMÄT	32
5.1	AINEISTON KERUU	32
5.2	MENETELMÄT	35
6.	TULOKSET	37
6.1	GRAVIMETRISEN MAAJÄÄN MALLI	38
6.2	VOLUMETRISEN MAAJÄÄN MALLI	42
7.	TULOSTEN TARKASTELU	45
7.1	MAAJÄÄN MÄÄRÄÄ SELITTÄVÄT TEKIJÄT	45
7.2	MAAJÄÄN MÄÄRÄÄ SELITTÄVIEN MALLIEN VERTAILU.....	51
7.3	VIRHELÄHTEET.....	53

8.	JOHTOPÄÄTÖKSET	55
9.	LÄHTEET	58
10.	LIITTEET	67
	LIITE 1 – Julkaisut, joista aineisto on kerätty	67
	LIITE 2 – Gravimetrisen aineiston korrelaatiomatriisi	69
	LIITE 3 – Volumetrisen aineiston korrelaatiomatriisi	70

1. JOHDANTO

Pohjoisella pallonpuoliskolla ikiroudan peittämä alue on noin 22,8 km², mikä vastaa lähes 24 % koko pohjoisen pallonpuoliskon maa-alasta (Zhang ym. 2008: 52–53). Arktinen alue ja ympäristö ovat hyvin herkkiä ilmastomuutoksen vaikutukselle. Ilman lämpötilaa, kasvillisuutta ja lumen määrää pidetään merkittävimpinä maaperän lämpötilaan vaikuttavina tekijöinä (Bernard-Grand'Maison & Pollard 2018: 3591), joten on selvää, että ilmaston lämpenemisellä olisi huomattava vaikutus ikirouta-alueen ympäristöön. Arktisella alueella tapahtuvan lämpötilojen nousun on havaittu olevan yli kaksi kertaa voimakkaampaa verrattuna globaaliin keskiarvoon (Overland ym. 2019: 142). Samalla ikiroudan lämpötiloissa on havaittu nousua viimeisen parinkymmenen vuoden aikana (Biskaborn ym. 2019; Romanovsky ym. 2019: 155). Ikiroudan yhteydessä esiintyy myös maajäätä. Veden jäätymisestä seuraavan tilavuuden kasvun kautta maajää on vahvasti yhteydessä ikirouta-alueen maaperän ominaisuuksiin, kuten kantokykyyn. Maajään sulaminen ja siitä seuraava maaperän vakauden väheneminen onkin merkittävimpiä riskejä, mitä ikirouta-alueella esiintyy (Moorman ym. 2003: 319). Maajään sulaminen johtaakin usein maaperän painumiseen ja painaumien syntymiseen, joita kutsutaan termokarstiksi (Jorgenson ym. 2010: 1221). Ympäristöön tämä vaikuttaa niin, että se muokkaa topografiaa ja veden kulkua, jotka aiheuttavat muutoksia kasvillisuuden ja orgaanisen aineksen esiintymiseen (Osterkamp ym. 2009: 253). Ongelmia maajään sulaminen ja maaperän kantokyvyn lasku toisikin infrastruktuurille, sillä useita pohjoisen kaupunkeja, teitä ja teollisuutta on rakennettu ikiroudan päälle (Hjort ym. 2018). Samalla ikiroutaan ja maajäähän on sitoutuneena suuria määriä orgaanista hiiltä (Hugelius ym. 2014). Ikiroudan sulaminen aiheuttaisi hiilen vapautumisen ilmakehään kasvihuonekaasuina, metaanina ja hiilidioksidina, ja tällä tavoin vahvistaisi ilmastomuutosta. Suurten maajäämäärien esiintyminen ja sulaminen altistaa ympäröivän ikiroudan häiriötekijöille (Grosse ym. 2011: 74; Olefeldt ym. 2016: 2; Strauss ym. 2017: 76). Maajään määrän selvittäminen onkin oleellista, jotta sen sulamisen vaikutuksia ikirouta-alueilla pystytään arvioimaan.

Tutkimuksen saralla maajää on alkanut saada merkittävämpää huomiota vasta viime vuosikymmeninä. Koska suuri osa pohjoisen ikiroudan alueesta on syrjäistä ja vaikeasti saavutettavissa, ei pistekohtaista tietoa tuovilla kenttätutkimuksilla pystytä kattamaan

koko aluetta. Jääkiilojen ja -massiivien kohdalla jäämäärän arvioinnissa kaukokartoitusta on pystytty hyödyntämään paikallisten ympäristötekijöiden avulla. Esimerkiksi De Pascale ym. (2008) ja Angelopoulos ym. (2013) ovat käyttäneet GPR:ia (*Ground-penetrating radar*) ja CCR:ä (*Capacitive-coupled resistivity*), sekä yhdessä että erikseen, jäämassiivien ja -kiilojen havaitsemisessa. Lisäksi Ulrich ym. (2014) sekä Bernard-Grand'Maison ja Pollard (2018) ovat määrittäneet jääkiilojen jäämäärää korkea resoluutioisten satelliittikuvien avulla. Tämän käyttö tarvitsee kuitenkin tuekseen kenttähavaintoja ja on rajoittunut alueittaiseen tarkasteluun. Myös maajään esiintymistä kuvaavat kartat on luotu sekä Alaskasta (Jorgenson ym. 2008) että Kanadasta (O'Neill ym. 2019). Silti suuri osa maajäähän liittyvästä tutkimuksesta on keskittynyt kuvailemaan alueellisia maajää olosuhteita ja maaperän kryostratigrafisia ominaisuuksia (Gilbert ym. 2016: 385). Kattavaa sirkumpolaarista mallia maajäämäärän havainnollistamiseksi ei siis ole vielä tehty. Tällä hetkellä tilastollista mallinnusta on hyödynnetty Karjalaisen ym. (2020) toimesta pingojen ja jääkiila polygonien esiintymistä seurattessa. Tilastollisen mallinnuksen avulla maajään määrää voitaisiin ennustaa koko pohjoisen ikeroudan alueelta eri muuttujien pohjalta ja näin vähentää kenttätutkimusten tarvetta. Tilastollisen mallinnuksen etuna on kyky mallintaa koko pohjoista ikerouta-aluetta korkealla resoluutiolla valmiiksi saatavilla olevan aineiston pohjalta. Tämän avulla on mahdollista nähdä, kuinka eri selittävät muuttujat vaikuttavat maajään esiintymiseen (Karjalainen ym. 2020: 2).

Tämän tutkielman tavoitteena on selvittää maajään määrään vaikuttavia tekijöitä sekä pyrkiä ennustamaan sitä tilastollisen mallinnuksen avulla. Maajään määrä on mitattu gravimetrisesti ja volumetrisesti. Mallinnus suoritetaan R-ohjelmistolla yleistetyn additiivisen mallin avulla käyttämällä molempia maajääaineistoja. Mallissa käytettävät selittäjät ovat havaintopaikkojen eri ilmasto-, ympäristö- ja maaperätekijöitä, joiden pohjalta maajään määrää pyritään ennustamaan. Tutkimuskysymyksinä tässä tutkielmassa ovat 1) mitkä ympäristötekijät vaikuttavat maajään esiintymiseen ja 2) voidaanko sirkumpolaarista maajään määrää mallintaa tilastollisesti? Oletuksena tutkielmassa on teoriaan perustuva kosteuden ja maaperän hienojakoisuuden merkittävä positiivinen vaikutus maajään määrään (Jorgenson ym. 2008; Kanevskiy ym. 2013; Schirrmeister ym. 2013; Couture & Pollard: 2017; O'Neill ym. 2019). Mallien välillä ei myöskään odoteta havaittavan merkittäviä eroavaisuuksia. Tämä tarkoittaa oletusta

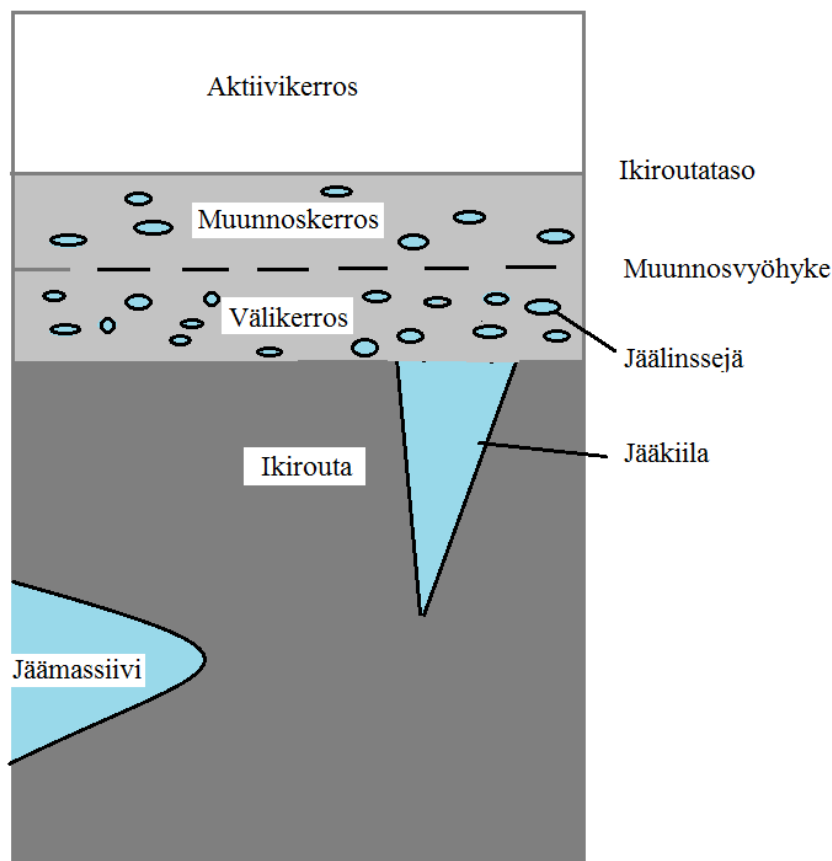
samojen selittäjien kyvystä ennustaa maajään määrää mittaustavasta riippumatta. Samalla mallien kyvyllä ennustaa maajään määrää ei pitäisi havaita eroja.

2. IKIROUTA

Ikiroudaksi määritellään maa- ja kallioperä, jonka lämpötila pysyy vähintään kahden perättäisen vuoden ajan enintään 0 °C asteessa (ACGR 1988: 63). Tähän määritelmään eivät vaikuta muut luontaiset tekijät, kuten jään esiintyminen tai ikiroudan isäntämateriaali. Veden jäätympistettä alhaisempi lämpötila ei kuitenkaan aina tarkoita, että maaperä on jäätyneessä tilassa. Maaperän erilaiset ja muuttuvat olosuhteet, kuten maaperän suolaisuus, voivat laskea veden jäätympisteen alle 0 °C asteen. Uutta ikiroutaa muodostuu vuoden lämpötasapainon ollessa negatiivinen, eli talvella tapahtuvan jäätyneen ollessa suurempaa kuin kesän sulamisen (Dobinski 2011: 161). Esiintymisalueensa mukaan ikirouta voidaan jakaa 1) pohjoiseen (tai polaariseen) 2) ylänkö ja 3) vuoristoikiroutaan. Pohjoinen ikirouta määritellään ilmaston mukaan, koska se sijoittuu pohjoisille leveyspiireille. Vuoristoikiroutaa voi esiintyä etelämpänäkin vuoristojen yhteydessä korkeuden noustessa, kun ylänköikiroutaa on käytännössä vain Keski-Aasiassa, missä yhdistyy sekä mantereinen ilmasto että suuri korkeus (Chang ym. 2008:60; French 2017: 93, 95, 98).

Ikiroudan ja maanpinnan erottaa aktiivikerros, joka kokee vuotuista jäätymistä ja sulamista (Ping ym. 2015: 149). Aktiivikerros rajoittuu ikiroutatasoon (*permafrost table*), mikä toimii pysyvän ikiroudan rajana (Dobinski 2006: 234). Ikiroutatason syvyys ei kuitenkaan ole pysyvä vaan se muuttuu ilmaston, ympäristöolosuhteiden ja niistä seuraavan aktiivikerroksen paksuuden vaihtelun mukaan. Heti aktiivikerroksen alla esiintyy Shurin ym. (2005: 6–7) määrittelemä muunnosvyöhyke (*transition zone*), joka kuvaa ikiroudan jäärikkaampia ylempiä kerroksia. Muunnosvyöhyke kokee sulamista ja jäätymistä vuosikymmenien ja -satojen aikana. Käytännössä tämä kerros toimii suojavyöhykkeenä ikiroudan säilymisessä, koska se vaimentaa ilmastollisten muutosten vaikutusta ikiroutaan. Muunnosvyöhyke voidaan vielä jakaa Shurin (1988 French & Shur 2010: 191 mukaan) mukaan muunnos- (*transient layer*) ja välikerrokseen (*intermediate layer*) (kuva 1). Muunnoskerros sijaitsee välittömästi aktiivikerroksen alla. Tämä altistaa sen kokemaan useammin sulamista ja jäätymistä ikiroutatason liikkua vuotuisten sääolojen mukaan. Välikerros on osa muinaista aktiivikerrosta, joka on olosuhteiden muuttuessa jäänyt kehittyvän ikiroudan alle (French & Shur 2010: 191; Ping ym. 2015:

149). Näiden kerrosten alla sijaitsee pysyvä ikirouta, jossa muutokset tapahtuvat vuosisatojen ja -tuhansien aikana. Paksuudeltaan tämä ikirouta voi olla useita satoja metrejä ulottuen jopa yli kilometrin syvyyteen (French 2017: 111–113).



Kuva 1. Ikiroutan kerrokset maaperässä (Shur ym. 2005 noudattaen).

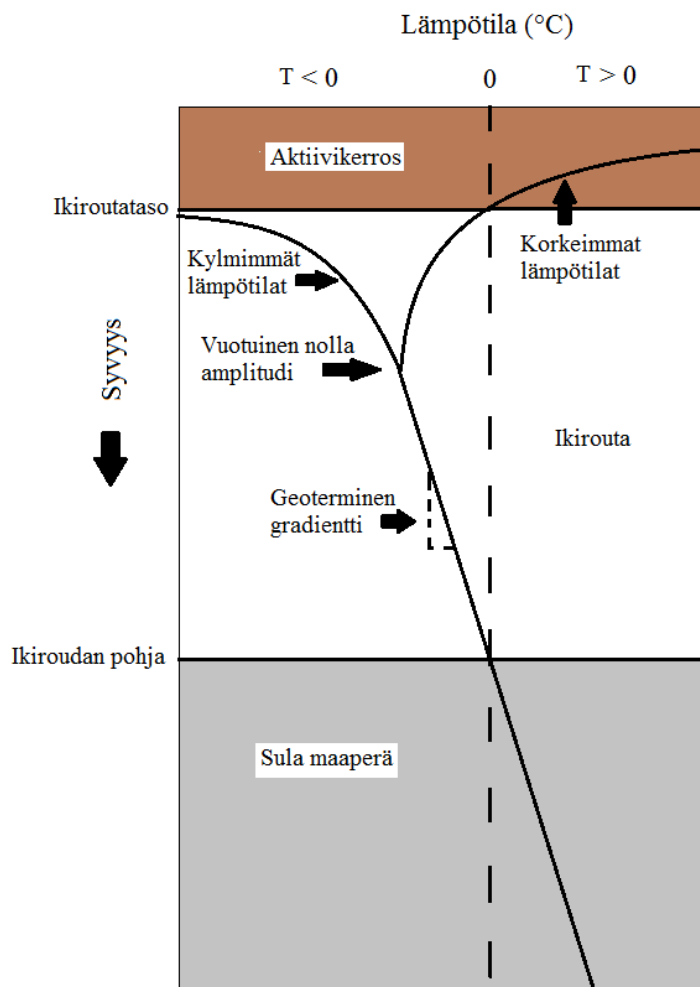
Ikiroutan yleisyys voidaan jakaa jatkuvaan, epäjatkuvaan ja satunnaiseen ikiroutaan sen peittämän alueen mukaan. Jatkuva ikiroudassa (peittävyys >90 %) esiintyy vain harvoja paikallisia sulia kohteita, kun epäjatkuvan ikiroutan (peittävyys 50-90 %) alueella ikiroutaa voivat ympäröidä laajemmat sulat alueet. Satunnaista tai laikuittaista ikiroutaa (peittävyys <50 %) sijaitsee enää harvoissa paikallisten ympäristöolojen suosimissa paikoissa. Ikiroutan keskellä havaittavia sulana pysyviä maaperän kohtia kutsutaan talikeiksi. Pääasiassa niitä esiintyy maanpäällisten vesistöjen, kuten järvien ja jokien, tai maanpinnan alla pohjaveden yhteydessä (Harris ym. 2017: 4; Ballantyne 2018: 43).

Ikirouta voi olla joko epigeneettistä tai syngeneettistä riippuen, onko se syntynyt samaan aikaan vai myöhemmin kuin ympäröivä materiaali. Epigeneettinen ikirouta etenee syvemmälle maaperään muodostuen aiemmin kasautuneisiin sedimentteihin (ACGR 1988: 65). Tämä on seurausta kylmän ilman pääsystä vaikuttamaan syvemmälle maaperään, mikä voi johtua muutoksista ilmastossa tai maanpinnan ympäristötekijöissä. Yleisintä epigeneettinen ikirouta on aiemmin mannerjään peittämällä ylängöillä ja missä kasvillisuus on mahdollistanut ikiroudan syntymisen (Ping ym. 2015: 148). Epigeneettisen ikiroudan muodostuminen voi tapahtua tuhansia tai miljoonia vuosia materiaalin kasautumisen jälkeen (Gilbert ym. 2016: 380, 384; Kraev ym. 2017). Syngeneettisessä ikiroudassa sedimentin kasautuminen tapahtuu lähes samaan aikaan ikiroudan syntymisen kanssa. Tällöin uuden materiaalin muodostumista seuraa aktiivikerroksen nousu, jonka myötä myös ikiroutataso nousee kohti maanpintaa olosuhteiden muuttuessa suotuisiksi (Shur & Jorgenson 1998: 996). Alttiita syngeneettiselle ikiroudalle ovat muun muassa tuulen ja veden kylmässä ilmastossa muodostamat hienojakoiset maa-ainekset, jotka jäätyvät nopeasti matalissa lämpötiloissa. Nykypäivänä syngeneettisen ikiroudan kasvua tapahtuu pääasiassa virtaavan veden läheisyydessä deltoissa ja alluviaalisissa ympäristöissä. Usein ikirouta koostuu kuitenkin sekä epigeneettisestä että syngeneettisestä ikiroudasta, jolloin sitä pidetään polygeneettisenä (French 2017: 112–113; French & Shur 2010: 192).

Shur ja Jorgenson (2007) ovat esittäneet ikiroudan esiintymiselle luokittelua, joka huomioi sekä ilmasto- että ympäristötekijöiden vaikutuksen. Nämä luokat ovat 1. Ilmastovetoinen 2. Ilmastovetoinen ekosysteemin muokkaama 3. Ilmastovetoinen ekosysteemin suojelema 4. Ekosysteemivetoinen 5. Ekosysteemin suojaama ikirouta. Tämän luokittelutavan huomiointi perustuu siihen, että se ottaa huomioon ympäristötekijöiden vaikutuksen maaperän ominaisuuksiin ja lämpötilaan. Ensimmäiset luokat esiintyvät arktisissa olosuhteissa ympäristöoloista huolimatta ja kuuluvat usein jatkuvaan ikiroutaan. Jälkimmäiset luokat ovat syntyneet aikoinaan suotuisissa ilmasto-oloissa, joiden muututtua ikirouta on säilynyt ympäristötekijöiden pitäessä maaperän olosuhteet suotuisina. Nämä luokat yleistyvät etelämpänä ja kuuluvat epäjatkuvaan tai satunnaiseen ikiroutaan (Jorgenson ym. 2010: 1220).

Ikiroudasta mitatut lämpötilat vaihtelevat yleensä -15 °C ja 0 °C välillä, mutta paikoin matalampiakin lämpötiloja on mahdollista havaita. Lämpimäksi ikirouta luokitellaan, kun

sen lämpötila lähellä ikiroutatasoa on 0 °C ja -5 °C välillä. Kylmässä ikiroudassa lämpötila on tätä matalampi (Ballantyne 2018: 43). Ikiroudan lämpötila ja paksuus ovat seurausta lämpötasapainosta saadun ja menetetyn lämmön välillä. Ikiroudan paksuuden kasvu pysähtyy sen saavuttaessa tasapainopisteen, jossa menetetyn ja saadun lämmön määrät ovat yhtä suuret. Lämmön menetystä tapahtuu maanpinnan kautta ilmakehään, kun lämpöä tulee syvemmältä maaperästä geotermisenä lämpönä sekä kesäisin auringosta lämpöenergiana. Maaperän saamaan potentiaaliseen lämmönmäärään vaikuttaa alueen ilmasto. Maaperän ja ilman väliseen lämmön liikkeeseen vaikuttaa maaperän lämpöominaisuudet sekä paikalliset ympäristöolosuhteet (Boike ym. 1998: 355; Williams & Burn 1996: 195–196). Tähän perustuu myös Shurin ja Jorgensonin (2007) esitetty jako ikiroudan säilymiselle suotuisista ympäristöistä. Toisaalta, Lachenbruch ym. (1982) totesivat ikiroudan paksuudessa havaittavien erojen olevan selitettävissä eroilla maanpinnan keskilämpötilassa ja lämmönjohtavuudessa. Kuva 2 havainnollistaa lämpötilan kehitystä maaperässä eri syvyyksillä. Ikiroudan ylimmissä osissa maaperän lämpötila ei pysy vakiona, vaan se kokee vaihtelua ilman lämpötilan vuotuisen vaihtelun mukaan. Tämä lämpötilan vaihtelu on voimakkainta lähempänä maanpintaa (Lachenbruch 1994: 15). Syvyyttä, jossa ikiroudan lämpötilan vaihtelua vuotuisten lämpötilasyklien mukaan ei enää havaita kutsutaan vuotuiseksi nolla amplitudiksi (*zero annual amplitude*). Tätä syvemmillä ikiroudan lämpötila kasvaa tasaisesti, noin yhden asteen 60 m matkalla, geotermisen lämmön vaikutuksesta. Syvyyden kasvusta johtuvaa lämpötilan nousua kuvaa geotermisen gradientti (Brown 1966: 241; French 2017: 73).



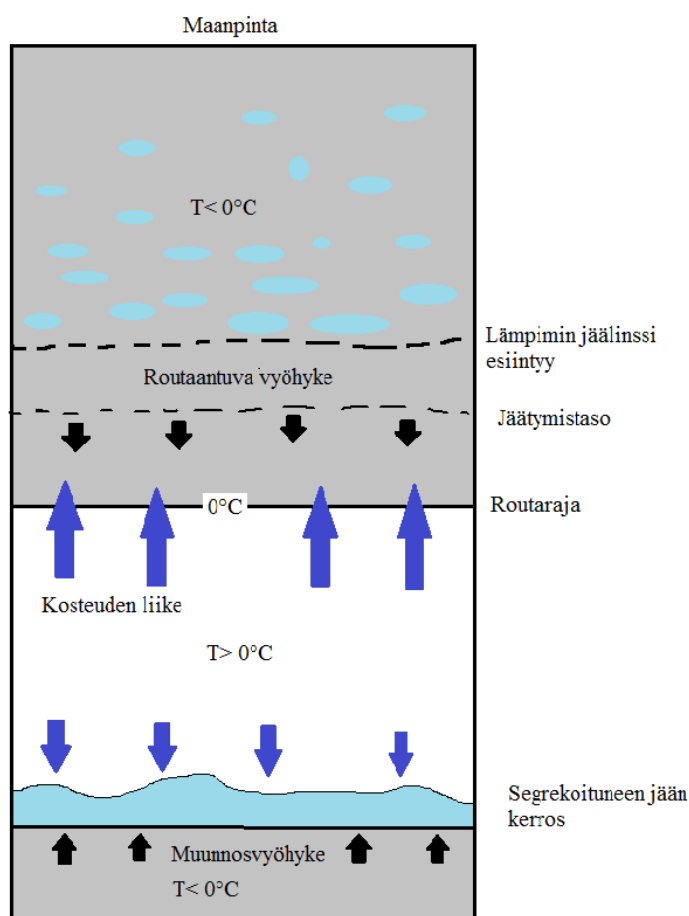
Kuva 2. Ikiroutan lämpötilan vaihtelu syvyyden mukaan. Musta linja kuvaa lämpötilaa, ylhäällä muodostuvien haarojen esittäessä ilman lämpötilan muutoksen vaikutusta (Harris ym. 2017 noudattaen).

3. MAAJÄÄ

3.1 JÄÄTYMISPROSESSI

Käytännössä maajään synty on seurausta lämmön ja kosteuden liikkeestä maaperässä. Jäätymisessä merkittävä rooli on ilmastolla, joka vaikuttaa pakkasjaksojen voimakkuuteen ja pituuteen sekä sadantaan ja lumikerroksen paksuuteen. Tarpeeksi alhaisen lämpötilan lisäksi maajään muodostuminen tarvitsee jäätyvää kosteutta. Paikallisella tasolla näiden ominaisuuksien jakautumiseen vaikuttavat eri ympäristö- ja

maaperätekijät sekä näiden yhteisvaikutukset (Flerchinger ym. 2005: 104; Ballantyne 2018: 11). Karkeasti jaettuna maanpinnan yläpuoliset ympäristötekijät vaikuttavat maaperään tulevaan auringon säteilyn ja lämmön määrään. Maaperän ominaisuudet taas vaikuttavat kosteuden liikkeeseen, lämmönjohtumiseen ja alttiuteen jäätymiselle (Smith & Riseborough 1996: 303). Jäätyvässä maaperässä $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ isotermiä kuvaa routaraja (*cryofront*) (kuva 3). Jäätyminen ei kuitenkaan välttämättä tapahdu heti $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ saavutettua, vaan maaperässä esiintyvän veden jäätymispiste on usein laskenut siihen imeytyneiden maaperän suolojen takia. Maaperän jäätyvää tasoa kutsutaankin jäätymistasoksi (*freezing front*), joka kuvaa jäätyvän ja sulan maaperän etenevää rajaa. Jäätymistasoa seuraa routaantuva vyöhyke (*frozen fringe*), jossa veden olomuodon muutos tapahtuu. Tässä vyöhykkeessä kosteutta esiintyy nestemäisessä ja kiinteässä muodossa. Routaantuva vyöhyke rajoittuu lämpimimpään kasvavaan jäälinssiin (Talamucci 2003: 596).



Kuva 3. Jäätyminen kaksisuuntainen eteneminen ikeirouta-alueen maaperässä (French 2017 noudattaen).

Jäätyminen voi tapahtua joko yksisuuntaisena tai kaksisuuntaisena jäätymisenä. Yksisuuntaista jäätymistä esiintyy lähinnä lämpimässä ikeiroudassa ja kausittaista jäätymistä kokevilla alueilla, jolloin aktiivikerroksen jäätyminen tapahtuu vain maanpinnasta alaspäin. Kylmää ikeiroutaa sisältävillä alueilla jäätyminen tapahtuu kaksisuuntaisesti jäätymistason edetessä samanaikaisesti sekä maanpinnasta alaspäin että ikeiroutatasosta kohti aktiivikerrosta (French & Shur 2010: 191; Ballantyne 2018: 43).

Maaperän jäätymiselle mahdollisen lämpötilan saavuttaminen seuraa ilman lämpötilan laskua 0 °C alapuolelle, jolloin lämmön liike tapahtuu pois maaperästä. Tämä johtuu lämmön liikkeestä, joka tapahtuu aina kohti kylmintä lämpötilaa. Lämmön kykyyn päästä maaperään sekä ilman ja maanpinnan välillä esiintyvään lämpötilaeroon, vaikuttavat paikalliset ympäristötekijät. Tällaisia tekijöitä voivat olla kasvillisuus, lumipeitteen paksuus tai topografia, jotka voivat joko suoraan tai epäsuoraan vaikuttaa maaperän saamaan ja siitä lähtevään lämmön määrään (Shur & Jorgenson 2007: 8; Thomas ym. 2009: 174). Maaperässä lämpötilan lasku on seurausta kosteuden määrästä, maa-aineksesta ja sen huokoisuudesta sekä lämpöominaisuuksista. Näiden tekijöiden pohjalta määräytyy, kuinka tehokkaasti lämpö pystyy etenemään maaperässä. Muun muassa ilma johtaa heikosti lämpöä, jolloin paljon ilmaa sisältävien huokoisten materiaalien kautta lämmön kulkeutuminen on heikkoa. Toinen merkittävä tekijä on veden lämmönjohtavuuden merkittävä nousu sen muuttuessa jääksi, joka vahvistaa lämmön johtumista pois maaperästä alhaisilla lämpötiloilla. Tällöin korostuu maaperän kyky sitoa vettä, mikä on yleensä suurempi hienojakoisilla maa-aineksilla (Hermansson ym. 2009: 71, 74; Harris ym. 2017: 10, 12).

Veden olomuodon muutokseen ja jäätymistason etenemiseen vaikuttaa niin kutsuttu nollaverhoefekti (*zero-curtain effect*). Veden olomuodon muuttuessa nestemäisestä kiinteäksi vapautuu maaperään latenttilämpöä (Outcalt ym. 1990: 1513). Tämän energian vapautuminen on havaittavissa ajanjaksona, jona maaperän lämpötila pysyy vakiona jäätyksen alettua. Tällöin maaperän jäätyksen eteneminen hidastuu ja veden muuttuminen jääksi vaatii enemmän energiaa ja kylmempiä lämpötiloja. Vapaana olevan veden kulun ja jäätyksen vähentyessä loppuu myös lämmön vapautuminen, jolloin maaperän lämpötila pääsee laskemaan ja jäätymistaso voi edetä (Kane ym. 2001: 279; French 2017: 67; Ballantyne 2018: 25).

Maaperässä kosteutta on kaikkialla ikiroudassa ja sen yläpuolisissa kerroksissa pois lukien kuivan ikiroudan alueet Antarktiksella. Tärkein kosteuden liikkeeseen vaikuttava tekijä on sedimenttien raekoko. Hienojakoiset sedimentit pidättävät kosteutta tehokkaasti, sillä karkearakeisilla sedimenteillä läpäisykyky on korkeampi, jolloin kosteus kulkeutuu sen läpi (Ballantyne 2018: 30). Kosteutta voi olla kapillaarivetenä sitoutuneena maapartikkelien välillä, maapartikkelien ympärillä ohuena kalvona sekä huokosvetenä, joka täyttää maapartikkelien välisen tilan (Anderson 1971 Harris ym. 2017: 43 mukaan). Kosteuden määrä on suurinta heti maanpinnan alla sekä muunnosvyöhykkeellä, kun niiden välissä kosteuden määrä on vähäisempää. Lähinnä maanpintaa kosteus on seurausta sadannasta sekä sulamisvesistä, koska ikirouta heikentää veden kulkeutumista syvemmälle maaperään. Jäätymisen tapahtuessa kosteutta tulee myös syvempää maaperästä. Muunnosvyöhykkeen kosteuspitoisuus on seurausta ikiroudan tasossa kesäisin tapahtuvasta sulamisesta, josta seurannut kosteus pidättyy ikiroutatason ylle (Hinkel ym. 2001: 307; Shur ym. 2005: 7). Muunnosvyöhykkeen ylle jäävä kuivakerros selittyy sillä, että kosteus siirtyy siitä maanpinnassa ja ikiroutatasossa tapahtuvaa jäätymistä kohti. Ikiroudassa kosteuden määrä on korkeimmillaan sen ylimmissä osissa ja vähentyy syvyyden kasvaessa (Harris ym. 2017: 18).

Yleisintä muodostuvaa maajäätä on segregoitunut jää (*segregated ice*) ja huokosjää (*pore ice*). Näiden syntymekanismi voidaan erottaa toisistaan vedenlähteen mukaan. Segregoituneen jään muodostuminen vaatii veden saantia muualta maaperästä, mikä on mahdollista kapillaariveden liikkeen ansiosta. Huokosjäessä ei veden liikettä kohti jäätymispintaa ehdi tapahtua, vaan etenevä jäätymistaso jäädyttää huokosveden paikoilleen (Takagi 1978). Veden muutos jääksi vähentää nesteen määrää jäätymistasossa luoden sinne alipainetta. Muodostunut alipaine aiheuttaa kapillaariveden virtauksen maaperän huokostilaa pitkin kohti kylmintä lämpötilaa. Tätä jäätymistasoon tapahtuvaa kapillaariveden liikettä kutsutaan kryoimuksi (*cryosuction*). Käytännössä se kuvaa kohti jäätymistasoa liikkuvan veden painetta. Jäätymistasoon vesi pystyy liikkumaan veden sekä mineraalien tai jään välisen pintajännitteen, eli kapillaari-ilmiön ansiosta (Flerchinger ym. 2005: 104; Thomas ym. 2009: 175). Sen voimakkuuteen vaikuttaa maa-ainesten hienojakoisuus sekä jäätyminen. Hienojakoisen maa-aineksen pienempi huokostila vahvistaa kapillaari-ilmiötä, myös jokainen pakkasaste vahvistaa kryoimun voimakkuutta 1,3 MPa:lla (Harris ym. 2017: 45; Ballantyne 2018: 30–31).

Jäätymistason ollessa paikallaan jäälinssien muodostuminen alkaa huokostilan keskeltä, missä niitä sitovat voimat ovat heikoimmillaan. Jäälinssien kasvun alettua niiden kasvu tapahtuu kohti huokostilan reunoja. Jäätymisen etenemisestä riippumatta maapartikkelien ympärillä säilyy aina sulana pysyvä ohut vesikalvo, jonka paksuus ohenee lämpötilan laskiessa (Lackner ym. 2005: 212). Jäätymisen tapahtuessa vähentynyt nestemäisen veden määrä ja maapartikkelien ympärillä esiintyviin suliin kalvoihin muodostunut alipaine johtavat veden kulkeutumiseen kohti kalvoja muualta sulasta maaperästä. Jatkuva veden määrän lisääntyminen ja jäätymisestä seuraava tilavuuden kasvu aiheuttavat maapartikkelien erkanemista toisistaan, eli maaperän routimista (Rempel ym. 2004: 228, 238; Rempel 2007). Style & Peppin (2012) toteavatkin, että tärkein jäälinssien kasvuun vaikuttava tekijä on riittävä veden saanti. Tällöin niiden kasvu pystyy jatkumaan niin kauan kuin vapaata vettä on saatavilla ja sen kulku ei ole estynyt. Kun jäälinssien kasvu jatkuu, voi niistä muodostua segrekoituneen jään kerros. Kerros voi kasvaa paksummaksi niin kauan kuin veden kulku ja jäätymisen jatkuvat. Jäätymistasoon tapahtuvalla veden kulkeutumisella onkin kuivumiseen verrattavissa oleva vaikutus, kun se vähentää veden määrää edessä olevassa maaperässä (Hansson ym. 2006: 699–700; French 2017: 68–69; Harris ym. 2017: 47). Muun muassa Jin-sheng ym. (2009: 546) ja Mao ym. (2014: 440–442) havaitsivat yhteyden jäätymistason etenemisen, kosteuden saannin ja segrekoituneen jään synnyn välillä. Tehdyissä kokeissa todettiin jäätymistason liikkeen hidastumisen ja pysähtymisen liittyvän siihen kohdistuvaan veden liikkeen määrään. Kokonaisuutena segrekoituneen jään synty oli jaettavissa kolmeen vaiheeseen, joissa jäätymistason eteneminen oli nopea, hidastuva ja pysähtynyt. Segrekoituneen jään muodostumista tapahtui jäätymistason hidastuessa ja pysähtyessä, kun kosteuden liike jäätymistasoon oli korkeimmillaan. Jäätymistason nopean etenemisen vaihe on yhdistettävissä huokosjään syntymiseen. Lisäksi kryoimun paine vaikuttaa jäätymistason etenemiseen. Voimakas kryoimun paine lisää veden liikettä jäätymistasoon, jolloin sen eteneminen hidastuu. Kryoimusta aiheutuvan paineen ollessa pienempi kuin jäätymistasosta tulevan paineen, vähenee myös jäätymistasoon kohdistuva veden liike. Tällöin maaperän lämpötila laskee nopeasti ja jäätymistaso pääsee etenemään syvemmälle. Kaksisuuntaisessa jäätymisessä prosessi toimii samalla tavalla, mutta jäätymistason liikettä tapahtuu molemmista suunnista (Peppin & Style 2013; Ballantyne 2018: 57–58).

3.2 LUOKITTELU

Yleisen määritelmän mukaan maajäänä pidetään kaikkea jäätyvässä tai jäätyneessä maaperässä esiintyvää jäätä (ACGR 1988: 46). Lähtökohtaisesti syngeneettinen ikirouta on usein jäärikkaampaa kuin epigeneettinen, mikä johtuu sen paremmasta kyvystä pidättää kosteutta (French ja Shur 2010: 191–192). Ikiroudassa maajäätä esiintyy segrekoituneen ja huokosjään lisäksi intrusiivisena jäänä (intrusive ice) sekä näiden muodostamina suurempina muodostumina, kuten jääkiiloina ja -massiiveina. Kuvassa 4 on yksinkertaistettu esitys maajäätyyppien synnystä, mikä perustuu kosteuden lähteeseen.

Esiintyvän maajään määrään mittaus voi perustua joko painoon (gravimetrinen, yhtälö 1) tai tilavuuteen (volumetrinen, yhtälö 2). Saadut maajäämäärät esitetään prosentteina. Ballantyne (2018: 62) esittää yksinkertaiset kaavat maajään arvojen laskemiseen:

$$Jää_g = (M_j / M_n) * 100\% \quad (1)$$

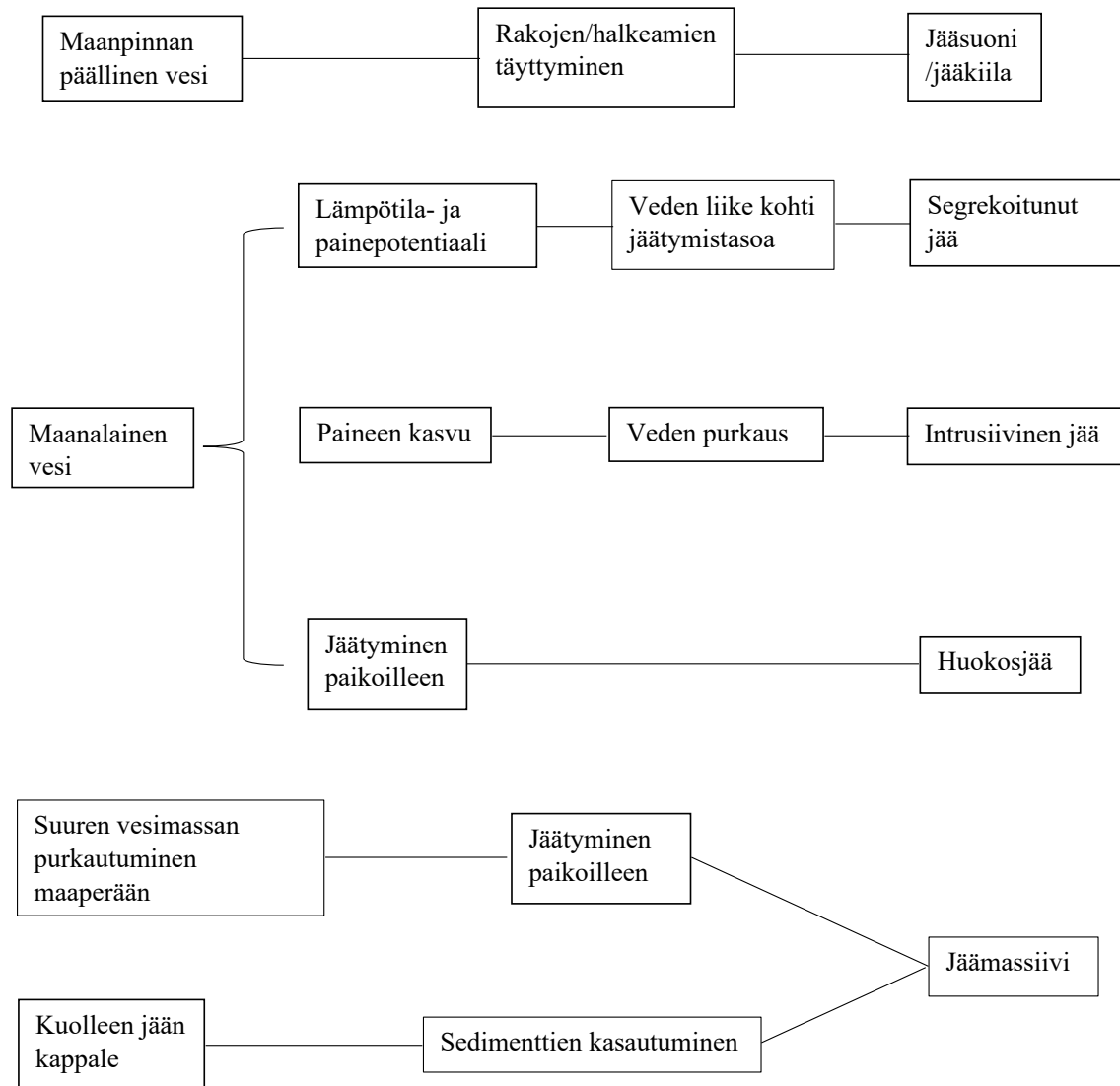
$$Jää_v = (V_j / V_n) * 100\% \quad (2)$$

$$Jää_y = (V_y - V_h) * 100\% \quad (3)$$

Gravimetrinen mittaus perustuu näytteessä olevan jäämäärän (M_j) ja kaikesta kosteudesta kuivatetun näytteen (M_n) painon suhteeseen. Volumetrisessa mittauksessa jään tilavuutta (V_j) verrataan koko näytteen tilavuuteen (V_n). Volumetrisen jäämäärän ylittäessä sulan maaperän huokostilavuuden, voidaan maajäätä kuvata ylimääräisen jään (*excess ice*, yhtälö 3) määränä. Ylimääräisellä jäällä tarkoitetaan veden määrää, joka jää yli sulatetusta vedellä kyllästyneestä näytteestä. Käytännössä tämä tarkoittaa sulan näytteen sisältämän veden tilavuutta (V_y), joka ylittää koko näytteen huokostilavuuden (V_h) (Bockheim & Hinkel 2012: 231; Gilbert ym. 2016: 385).

Kosteuden lähde

Jäättyoppi



Kuva 4. Kaavio eri maajäättyoppien synnystä pohjautuen kosteuden lähteeseen (Murton 2013 mukailen, Ballantyne 2018: 59 mukaan).

3.2.1 Segrekoitunut ja huokosjää

Segrekoitunut jää muodostuu jäälinsseistä, jotka voivat yhdistyessään muodostaa selkeän maanpinnan suuntaisen jääkerroksen. Segrekoitunutta ja huokosjäää syntyy ainoastaan ikiroudan ylimmissä kerroksissa muunnosvyöhykkeellä ja aktiivikerroksessa lähellä maanpintaa. Samalla segrekoitunut jää on maaperän routaantumisen pääasiallinen aiheuttaja, kun jääkerros työntää ympäröivää maa-ainesta erilleen (Ballantyne 2018: 58). Segrekoitunut jää voi muodostaa kymmeniä metrejä paksuja jäämassiiveja. Paras tapa huokosjään ja segrekoituneen jään erottamiseen on ylimääräisen jään havaitseminen maaperässä. Jos ylimääräistä jäätä on havaittavissa, se tarkoittaa segrekoituneen jään esiintymistä (French 2017: 115–117). Segrekoituneen jään muodostumisen mukaan maaperät voidaan jakaa jäätymiselle alttiisiin ja ei-alttiisiin maaperiin riippuen siitä, kuinka suotuisia ne ovat jäälinsien muodostumiselle.

Jäätymisen tapahtuessa ylöspäin maanpintaa kohti muodostuu Mackayn (1972: 10) nimeämää aggradaatiojäää (*aggradational ice*). Periaatteessa aggradaatiojää muodostuu samoin kuin segrekoitunut jää, mutta jäätymistason edetessä kohti maanpintaa. Käytännössä tämä tarkoittaa aktiivikerroksen pohjassa muodostuneiden jäälinsien jäämistä nousevan ikiroutatason alle, jolloin ne tulevat osaksi ikiroutaa. Yhteydessä aggradaatiojää on syngeneettisen jäätymisen kanssa eli seurausta sedimenttien tai orgaanisen aineksen kasautumisesta kylmässä ilmastossa. Osaltaan tämä vaikuttaa myös ikiroudan ylimpien kerrosten esiintymiseen (French & Shur 2010: 198–200).

3.2.2 Intrusiivinen jää

Edellä mainittujen lisäksi yleinen maajäättyyppi on intrusiivinen jää. Intrusiivista jäätä syntyy, kun maan sisäinen vedenlähde, joka on yleensä pohjavesi, tunkeutuu maakerrosten väliin ja jäätyy (Ballantyne 2018: 60). Ominaista tälle on veteen kohdistuvan paineen kasvu, minkä seurauksena se purkautuu ympäröivään maa-ainekseen. Intrusiivinen jää voidaan jakaa yhtenäisiin ikiroutatason suuntaisiin pintoihin (*sill ice*) ja pingoihin, minkä muodostuminen käsitellään omassa kappaleessaan myöhemmin. Ensin mainittua muodostuu, kun paineen alainen vesi tunkeutuu

ympäröivään materiaaliin ja jäätyy tasaiseksi ohueksi pinnaksi (Mackay 1972: 10–11; French 2017: 117–118). Intrusiivista jätää voi muodostua, kun esimerkiksi järvessä oleva vesi tyhjenee maaperään. Intrusiivisessa jäässä hienojakoisten sedimenttien alla on monin paikoin ollut karkearakeisia sedimenttejä, jonka läpi vesi on pystynyt kulkemaan ikiroutatason nousun aikana (Gilbert ym. 2016: 383).

3.2.3 Jääkiilat

Jääkiilojen synnylle oleellista on matalista lämpötiloista aiheutuva maaperän halkeilu. Sulamisen yhteydessä nämä halkeamat täyttyvät vedestä ja kosteudesta, jotka jäätyessään muodostavat jääsuonia (*ice veins*) (French 2017: 118). Vuosien aikana jäätymisen ja sulamisen jatkuessa halkeamat laajenevat muodostaen jääkiiloja, jotka voivat yhteen kasvaessaan luoda polygonimaisia muodostumia. Jääkiiloja esiintyy ikiroudan yläosissa muunnosvyöhykkeen alla, joka suojaa niitä sulamiselta ja jossa maaperän halkeilua tapahtuu kylmän ilman seurauksena (Jorgenson et al. 2006). Jääkiilat voidaan luokitella epigeneettiseen, syngeneettiseen ja anti-syngeneettiseen, niiden kasvusuunnan mukaan. Niitä esiintyy lähes kaikkialla irtonaisissa sedimenteissä arktisella ja jatkuvan ikiroudan alueella. Samalla ne ovat yleisimpiä jatkuvan ikiroudan alueella havaittavia maajäämuodostumia (Harris ym. 2017: 153; Bernard-Grand'Maison & Pollard 2018: 3589–3590).

Epigeneettisten jääkiilojen kasvu tapahtuu sivuttaissuunnassa. Niitä syntyy jo olemassa olevaan ikiroutaan, kun halkeamat täyttyvät ja jäätyvät vuosittain. Kun kylmempiä olosuhteita esiintyy, alkaa uuden halkeaman muodostuminen jääkiilan keskeltä (French 2017: 153–154). Epigeneettisten jääkiilojen päältä voi kasvaa myös pienempi jääkiila, jonka kasvu suuntautuu maanpintaa kohti. Tämä voi tarkoittaa uuden syngeneettisen jääkiilan alkua. Yleisintä epigeneettisten jääkiilojen esiintyminen on Kanadan arktisella alueella (Bernard-Grand'Maison & Pollard 2018: 3590).

Syngeneettisen jääkiilan kasvu tapahtuu ylöspäin maanpinnan suuntaan. Syngeneettisen jäätymisen tapaan taustalla on samaan aikaan tapahtuva sedimentin kasautuminen, mikä johtaa ikiroutatason nousuun. Ikiroutatason mukana tapahtuu myös jääkiilan kasvu ylöspäin. Sedimentin kasautumisen ollessa nopeaa kiilan kasvuun nähden

muodostuu syviä kapeita kiiloja (Ballantyne 2018: 86). Vasil'chukin (2013: 84) mukaan kiilojen kasvu on nopeinta orgaanisten sedimenttien ja vähäisempää karkeampien materiaalien kasautuessa. Tyypillisiä ympäristöjä syngeneettisille jääkiiloille ovat fluviaalista tai aeolista sedimentaatiota kokevat alueet (Bernard-Grand'Maison & Pollard 2018: 3590).

Anti-syngeneettisiä jääkiiloja esiintyy eroosiota kokevissa rinteissä, missä maa-aineksen määrä jääkiilan yllä vähenee. Maa-aineksen vähentyessä ja ikeroutatason laskeutuessa tapahtuu kiilan ylimpien osien sulamista. Samaan aikaan uusia jääsuonia muodostuu syvemmälle maaperään rinteiden suuntaisesti olosuhteiden muuttuessa suotuisammaksi (French 2017: 154; Ballantyne 2018: 86).

3.2.4 Jäämassiivit

Jäämassiiveilla tarkoitetaan laajoja yhtenäisiä maajää esiintymiä tai kerroksia, jotka voivat olla useita kymmeniä metrejä paksuja ja peittää yli kilometrinkin kokoisen alueen. Ominaisena voi pitää niiden suurta jääpitoisuutta, sillä gravimetrisen jääpitoisuuden määrittäminen jäämassiiveilla olevan vähintään 250 % (ACGR 1988: 47). Yleisesti jäämassiivien syntyprosessina on pidetty joko maaperän sisältämästä vedestä jäätyä tai mannerjästä hautautuneena. Muodostuman syntyprosessin määrittäminen on kuitenkin hankalaa, sillä ne voivat sijaita samoilla alueilla ja omata samankaltaisia ominaisuuksia (Fritz ym. 2004: 26–27).

Jäämassiivi on voinut kehittyä segrekoitumalla, paineen alaisen veden purkautuessa (intrusiivisesti) tai näiden yhdistelmän seurauksena (Mackay 1971 Coulombe ym. 2015 mukaan). Segrekoitumalla muodostunut jäämassiivi on voinut saada vettä ympäröivien sedimenttien kapillaarivedestä. Intrusiivisen veden lähteenä Fotievin (2015: 32) mukaan todennäköisin olisi järvivesi, sillä siihen muodostuva paine olisi tarpeeksi korkea kuljettamaan vettä pitkiäkin matkoja. Rampton (1988 Lacelle ym. 2004: 682 mukaan) esitti, että massiivit ovat syntyneet niin, että mannerjään eteneminen on rikkonut jäätynyttä maaperää ja perääntyessä paljastanut aiemmin sulat alueet alhaisille lämpötiloille. Samalla mannerjään sulaminen olisi vapauttanut suuret määrät sulamisvesiä, jotka olisivat täyttäneet maaperän halkeamat ja jäätyneet.

Hautautunut (jäätikkö)jää on jäännös mannerjäädästä, jonka päälle on kasautunut eristävä sedimenttikerros estäen sitä sulamasta. Eristävä kerros koostuu usein jäätikön aiemmin irrottamasta pintamateriaalista ja lohkarista (Ballantyne 2018: 61). Jäätikköjään säilymiseksi on eristävän kerroksen kasvettava paksuudeltaan aktiivikerrosta suuremmaksi ja näin mahdollistaa ikiroutatason nouseminen sen ympärillä (Lacelle ym. 2004: 682; Cardyn ym. 2007: 239).

3.2.5 Pingot

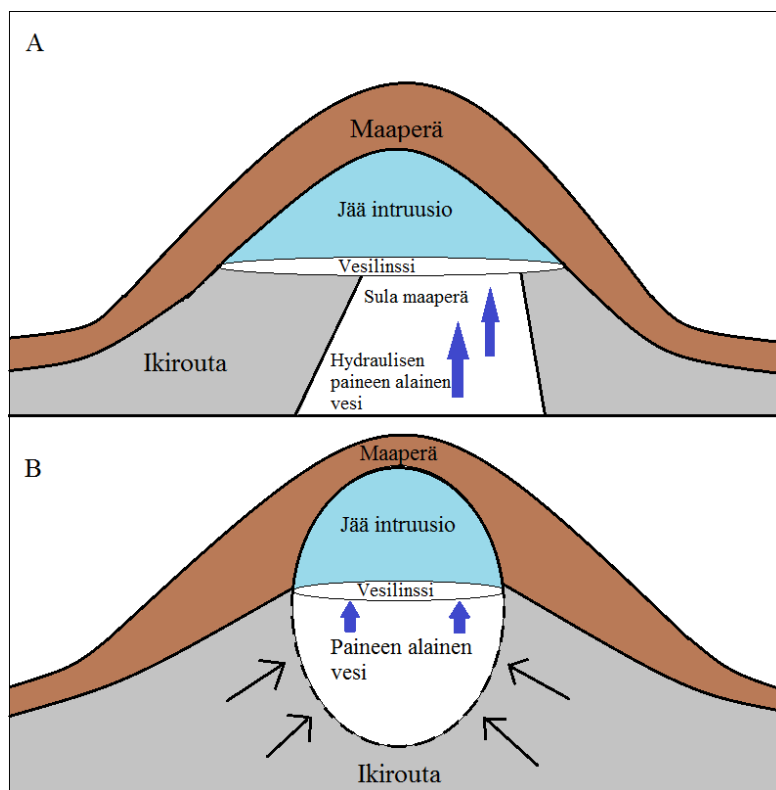
Pingot ovat monivuotisia kohoumia, jotka ovat yleisiä jatkuvan ikiroudan alueilla. Ominaista niille on jäädästä koostuva ydin, jonka takia ne voivat suurimmillaan kasvaa useiden kymmenien metrien korkuisiksi (Mackay 1972: 11). Edellytyksenä niiden synnylle on veden liike ja pakkautuminen kohti kummun keskusta sekä sen jäätyminen. Veden pakkautumisen ja jäätyksen seurauksena myös yllä oleva maanpintaa kohoaa ja saa kumparemaisen muotonsa. Pingoihin tulevan veden liike on seurausta siihen vaikuttavasta ulkoisesta paineesta, minkä takia pingojen sisältämä jää onkin suureksi osaksi intrusiivista jäätä. Tästä seuraa pingojen jakaminen kahteen eri luokkaan, hydraulisen (avoimen) ja hydrostaattisen (suljetun) systeemin pingoihin, niiden sisältämän veden lähteen mukaan (Gurney 1998: 307–308; Demidov ym. 2019: 1–2).

Hydraulisen systeemin pingossa vesi tulee vapaasti ulkopuolisesta lähteestä, kuten pohjavedestä tihkumalla (kuva 5a). Tällaisessa tilanteessa vesi nousee usein pintaan arteesisen paineen ansiosta, jolloin sen alkuperäinen lähde on kauempana ja korkeammalla kuin maanpinta pingon kohdalla. Pingon muodostuminen alkaa veden läpäistessä ikiroudan ja kohottaessa maaperää ylöspäin (Scholz & Baumann 1997: 107). Hydraulisen systeemin pingoja esiintyy erityisesti alueilla, joissa topografinen vaihtelu ja vuoristot ovat yleisiä (Gurney 1998: 312).

Hydrostaattisen systeemin pingojen vedenlähteet ovat suljettuja ulkopuolelta tulevalle vedelle. Niiden kehitys alkaa, kun vedellä kyllästynyt sula maa-aines jää etenevän ikiroudan ympäröimäksi. Ikiroudan eteneminen pakottaa huokosveden pienempään tilaan ja nostaa siihen kohdistuvaa painetta. Lopulta paineen kasvu aiheuttaa veden purkautumisen jäätymistasoon (kuva 5b; Yoshikawa 1998: 1177). Yleisintä

hydrostaattisten pingojen esiintyminen on matalien ja entisten järvien alueella, missä esiintyy talikeja ja maaperä on kosteaa sekä altista jäätymiselle (French 2017: 161–162).

Palsat ovat pingojen tapaan monivuotisia jäisen keskuksen omaavia yleensä 1-7 m korkeita kumpareita. Käytännössä ne ovat turvekumpuja, jotka koostuvat jään ja turpeen tai hienojakoisen mineraalimaan kerroksista (French 2017: 158). Harris ym. (2017: 230–235) jakoivatkin niiden esiintymisen merellisen ja mantereisen ilmaston palsoihin. Merellisen ilmaston palsoja on Skandinaviassa ja epäjatkuvan tai satunnaisen ikiroudan alueella. Niiden kehittyminen on yhdistetty paikalliseen ohuempaan lumikerrokseen, mikä mahdollistaa kylmän ilman vaikutuksen ja jäätyminen. Täyttä yksimielisyyttä niiden muodostumisen syystä ei kuitenkaan ole saavutettu. Mantereisen ilmaston palsoja esiintyy jatkuvan ja epäjatkuvan ikiroudan alueella, missä ilmasto on tarpeeksi kylmä segrekoituneen jään muodostumiselle.



Kuva 5. Yksinkertaistettu kuvaus A) avoimen systeemin ja B) suljetun systeemin pingo muodostumisesta. Siniset nuolet kuvaavat veden liikettä ja mustat ikiroudan etenemistä (French 2017 noudattaen).

3.3 KRYORAKENTEET

Maajään esiintymistä ja jakautumista maaperässä kuvataan kryostratigrafialla. Sen perustana on tutkia maajään kehittymisen ja sulamisen taustalla olevaa dynamiikkaa (French 2017: 124). Kryostratigrafiassa pyritään löytämään eroavaisuuksia maajään määrissä tai esiintymisessä. Näihin liittyvän vaihtelun pohjalta voidaan pyrkiä havainnoimaan maajäälle suotuisia ja epäsuotuisia olosuhteita. Kerrosten välinen ero havaitaan usein muutoksina maajään rakenteessa tai määrässä. Tällaisia eroja kutsutaan kryorakenteiksi (French 1998: 298; Gilbert ym. 2016: 300).

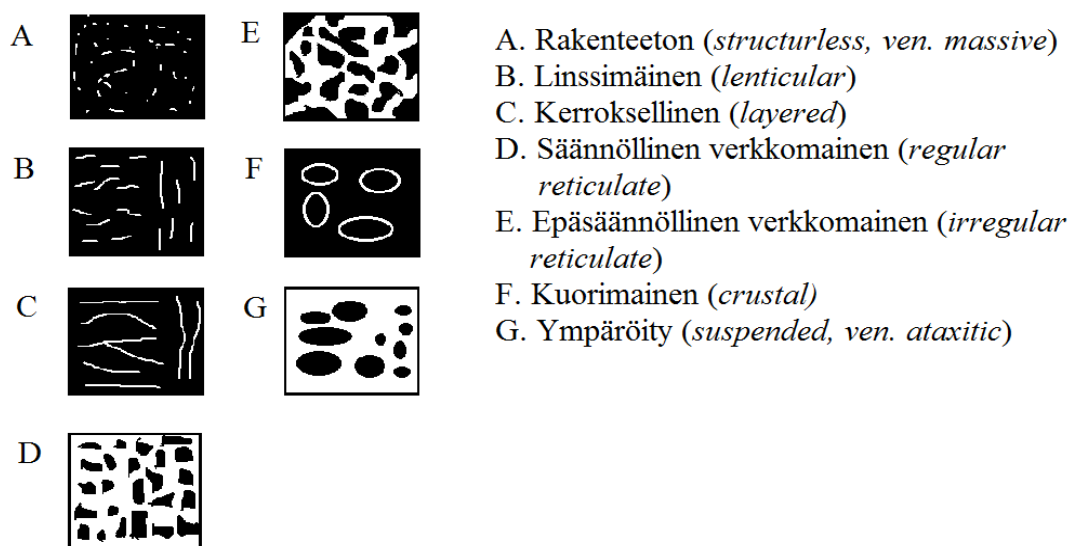
Kryorakenteet kuvaavat tarkemmin maajään maaperään muodostamia rakenteita. Ne heijastavat jäätymisen aikana vallinneita olosuhteita, kuten ikiroudan syntytapaa, kosteuden määrää sekä maaperän fysikaalisia ominaisuuksia. Niitä voidaan tunnistaa maaperässä, maajään määrän ja sen muodostamien kuvioiden avulla (French 1998: 299; Shur & Jorgenson 1998: 993; Harris ym. 2017: 61). Tärkeimmät muodostuviin kuvioihin vaikuttavat tekijät ovat jään ja kosteuden määrä, maaperän fysikaaliset ominaisuudet sekä sedimenttien raekoko (Shur & Jorgenson 1998: 993; Gilbert ym. 2016: 378, 380).

Venäläisen ja pohjoisamerikkalaisen tutkimuksen erinäisten kehitysten takia kryorakenteille ei ole luotu kokonaisvaltaista ja kaikenkattavaa määritelmää. Tämän sijaan tutkijat ovat usein ottaneet osia eri luokituksista, jotka sopivat parhaiten kentällä havaittujen kryorakenteiden kuvaamiseen. Yleisesti venäläisiä määritelmiä pidetään sekavampina ja vaikeampina käyttää (French & Shur 2010: 193). Kuvassa 6 ja siihen liittyvässä sanallisessa luokittelussa (taulukko 1), on selkeämpää määrittystä edustava Murtonin ja Frenchin (1994: French 1998: 300, 302 mukaan) luoma jako, joka havainnollistaa yleisimmät ikiroudasta löydettävät kryorakenteet (French 2017: 125; Ballantyne 2018: 62). Jään muodostumisen lisäksi niiden esiintyminen yhdistettiin sedimenttiin, maajäätyyppiin sekä näiden määrään.

Linssimäinen kryorakenne koostuu 0,5-1,5 mm paksuisista jäälinsseistä, jotka kokonaisuutena luovat kerroksittaista rakennetta. Kerroksellisessa rakenteessa jää esiintyy jatkuvina kerroksina. Nämä kerrokset voivat olla 1 cm paksuisia ja niiden välissä olevan sedimenttikerroksen paksuus voi olla joitain senttimetrejä. Niiden suuntaus voi horisontaalisen lisäksi olla aaltoilevaa tai kaarevaa ja ne voivat paikoin sivuta toisiaan.

Nämä rakenteet toimivat merkkeinä maaperän korkeasta kosteuspitoisuudesta ja niitä pidetäänkin kuvaavina syngeneettiselle ikeroudalla (Shur ym. 2004: 341–342). Lisäksi niiden säännöllinen kerroksittainen rakenne mukailee syngeneettiselle ikeroudalle tyypillistä ikeroutatason nousua, kun kerrokset ja linssit ovat jäätymistason suuntaisia (French 2017: 128).

Epigeneettiselle jäätymiselle ominaisia luokkia ovat rakenteeton sekä verkkomaiset rakenteet. Rakenteeton kryorakenne on pääasiassa maa-ainesta, jonka seassa esiintyy satunnaisesti esiintyviä jäälinsskejä (Bray ym. 2006: 239, 242). Käytännössä tämän synty tapa on sama kuin huokosjäällä, jolloin jäätyispinnan eteneminen syvemmälle jäädyttää huokosveden paikoilleen. Verkkomainen rakenne viittaa jääsuonien muodostamaan kuvioon, joka ympäröi sedimenttiä. Säännöllinen rakenne on yleisempää hienojakoisessa jäätymiselle alttiissa maaperässä, kun epäsäännöllistä rakennetta syntyy enemmän heikosti jakautuneeseen maa-ainekseen. Näiden aiheuttajana pidetään veden liikkeen luoman, maaperän kuivumisen ja kutistumisen muodostamia railoja ja halkeamia (Mackay 1974 French & Shur 2010: 195 mukaan). Fortier ym. (2008: 455) yhdistävät epäsäännöllisen rakenteen synnyn suljetussa systeemissä tapahtuvaan jäätyispinnan epätasaiseen etenemiseen ja rajoitettuun vedensaantiin.



Kuva 6. Pohjoisamerikkalainen luokitus kryorakenteille Murtonin ja Frenchin (1994 mukaillen, French 1998: 300, 302 mukaan) esittämänä. Valkoinen alue kuvaa jäätä ja musta ympäröivää sedimenttiä. Englanninkielisten termien perässä lisättynä mahdollinen venäjänkielinen käännös.

Taulukko 1. Kuvassa 6 esitettyjen kryorakenteiden sanallinen kuvailu (Murton & French 1994 mukaillen, French & Shur 2010 mukaan).

Kryorakenne	Selite
Rakenteeton	Jäätynyttä sedimenttiä, jossa jää ei omaa selvää rakennetta eikä ole nähtävissä paljain silmin.
Linssimäinen	Segrekoitumalla muodostuneita linssimäisiä jäämuodostumia vaihtelevalla kaltevuudella, paksuudella, pituudella ja muodolla. Eroaa kerroksellisesta kryorakenteesta linssien epäjatkuvuudella.
Kerroksellinen	Jatkuvia jääkerroksia, jotka voivat edetä horisontaalisesti tai kulmassa. Muodostuneet segrekoitumalla tai veden purkautumisesta.
Säännöllinen verkkomainen	Jääsuonien ja -linssien muodostama maa-ainesta ympäröivä säännöllinen verkko. Jäämäärä alle 50 %.
Epäsäännöllinen verkkomainen	Jääsuonien ja -linssien muodostama epäsäännöllinen (tai kaoottinen) verkko, joka ympäröi mutaista maa-ainesta.
Kuorimainen	Soran tai muun maa-aineksen ympärille muodostunut jäinen kuori/kerros.
Ympäröity	Kuvaa sedimenttejä, jotka ovat jääneet muodostuvan jään ympäröimäksi. Jäämäärä ylittää 50 %.

4. TUTKIMUSALUE

4.1 ALUEEN KUVAUS

Tutkimusalue käsittää sirkumpolaarisen ikirouta-alueen, jonka esiintymistä määrittää ilmasto ja sijoittuminen korkeille leveyspiireille. Etelämpänä havaittavaa vuoristo- tai ylänköikiroutaa ei siis ole otettu huomioon tässä tutkielmassa. Tämän lisäksi jäätiköt on rajattu alueen ulkopuolelle, koska niiden alta maajää ja ympäristötekijät ovat vaikeasti havaittavissa tai ikiroudan puuttuessa. Tutkimusalueen voi jakaa maantieteellisesti Aasian puoleiseen Venäjään ja Pohjois-Amerikkaan. Pohjois-Amerikassa alueeseen sisältyy Alaska sekä mantereisen Kanadan pohjoisosa ja sen arktinen saaristo. Venäjällä tutkimusalue jatkuu Beringinsalmesta Siperian halki aina Fennoskandiaan. Lisäksi ikiroutaa esiintyy muun muassa Grönlannissa ja Jäämeren saarilla. Nämä muodostavat

kuitenkin vain pienen osan tutkimusalueesta ja ovat rannikoita lukuun ottamatta laajalti jäätiköiden peitossa.

Alueen topografia omaa laajoja vaihteluita. Alankoja esiintyy Länsi-Siperiassa, Alaskan rannikolla sekä Kanadan arktisessa saaristossa ja Hudsoninlahden ympäristössä. Yläköjää on laajalti Keski-Siperiassa ja Kanadan kilven länsiosissa. Suuri osa Kanadan kilvestä ja arktisesta saaristosta on tasaista vanhaa peneplania. Vuoristoja esiintyy itäisessä Kanadassa, missä ikirouta on vähäisempää, ja Alaskassa sekä itäisessä Siperiassa (Shilts ym. 1987: 120, 122; Serreze & Barry 2005: 30–31). Merkittäviä olosuhteisiin vaikuttavia vuoristoja ovat Ural ja Verhojanskvuoristo Siperiassa sekä Pohjois-Amerikassa Tyynen valtameren rannikkoa seuraava Kalliovuoret, joka erottaa Alaskan ja Kanadan sisäosat rannikosta ja merestä. Alaskassa Kalliovuoret jatkuu rannikkoa seuraten Alaskavuoristona sekä pohjoisempana sisäiseen Alaskaan ja Yukonin alueille ulottuvana Brooks Range –vuoristona (Reyes ym. 2010: 3257).

Historiallisesti merkittävä olosuhteisiin vaikuttanut tapahtuma on ollut mannerjään esiintyminen. Pleistoseenin aikana käytännössä koko Kanada oli mannerjään peitossa, mikä vaikutti koko alueen ympäristöön. Alaska sekä itäinen ja keskinen Siperia selvisivät suurilta osin ilman jääpeitettä, sillä jäätikön esiintyminen rajoittui lähinnä vuoristoihin (Reyes ym. 2011: 345). Venäjällä mannerjään koskemattomia alueita esiintyi laajemminkin alangoilla, sillä jääpeite keskittyi lähinnä Länsi-Siperian pohjoisosiin ja Keski-Siperian vuoristoihin sekä yläköille (French 2017: 95). Jäätikön kulutuksen seurauksena Kanadan kilven alueella maaperä on ohuempi ja pääosin kulunutta hiekkavaltaista tai karkeajakoista moreenia sekä paljasta kallioperää ja lohkkareita. Arktisella rannikolla jäätikön kasaamien sedimenttien lisäksi fluviaalisten ja merellisten sedimenttien kasautuminen on ollut merkittävää (Dredge ym. 1999: 1228–1230).

Länsi-Siperia on laajalti kosteikkojen, soiden ja turvemaiden peitossa. Lisäksi Kanadassa alangot ovat olleet otollisia alueita vesistöjen ja kosteikkojen syntymiselle. Etenkin Kanadan kilven ympäristössä tasainen maapinta on monin paikoin järvien, soiden ja kosteikkojen peittämää mannerjään sulamisen jäljiltä (Shilts ym. 1987: 119–122; Velichko ym. 2011: 45). Pohjois-Alaskan rannikolla yleisiä ovat pienemmät ikiroudan sulamisesta syntyneisiin painanteisiin muodostuneet sulamisjärvet (Woo & Thorne 2003: 329; Burn ym. 2008: 108). Lisäksi useat isot joet kulkevat tutkimusalueen läpi. Näistä isoimpia ovat Lena, Ob, Jenisei ja Mackenzie. Näiden ympäristöön on virtaavan veden

seurauksena muodostunut, muun muassa deltoja ja tulvatasankoja (Serreze & Barry 2005: 37, 168). Maaperän muodostumisessa mannerjää ja periglasiaaliset olosuhteet ovat olleet merkittäviä. Hienojakoisten maa-ainesten kasautumiseen on vaikuttanut etenkin tuulen ja veden toiminta. Pohjois-Amerikan arktisella rannikolla ja Länsi- sekä Keski-Siperiassa sedimenttien kasautumiseen on vaikuttanut alueiden ollessa entistä merenpohjaa. Jokien varsilla ja suilla hienojakoisten alluviaalisten sedimenttien kasautuminen on yhä aktiivista (Astakhov ym. 1996: 167, 169, 175; Velichko ym. 2011: 45–46; Kontorovich ym. 2013: 776). Nykyään aktiivinen syngeneettisen ikiroudan muodostuminen keskittyykin näiden jokien kasaamiin sedimentteihin (French & Shur 2010: 192). Pohjois-Amerikan arktisella rannikolla, missä uuden maajään sekä jääkiilojen muodostuminen on aktiivista, useita kenttätutkimuksia on suoritettu maajään esiintymiseen liittyen. Kanevskiy ym. (2013a) tutkivat jääkiilojen esiintymistä ja maaperän jääpitoisuutta laajemmin Beaufortinmeren rannikolla Alaskassa. Lisäksi Mackenzien deltan alueella tutkimuksia ovat suorittaneet muun muassa Kokelj ja Burn (2005), Morse ym. (2009), O'Neill ja Burn (2012) sekä Morse ja Burn (2013).

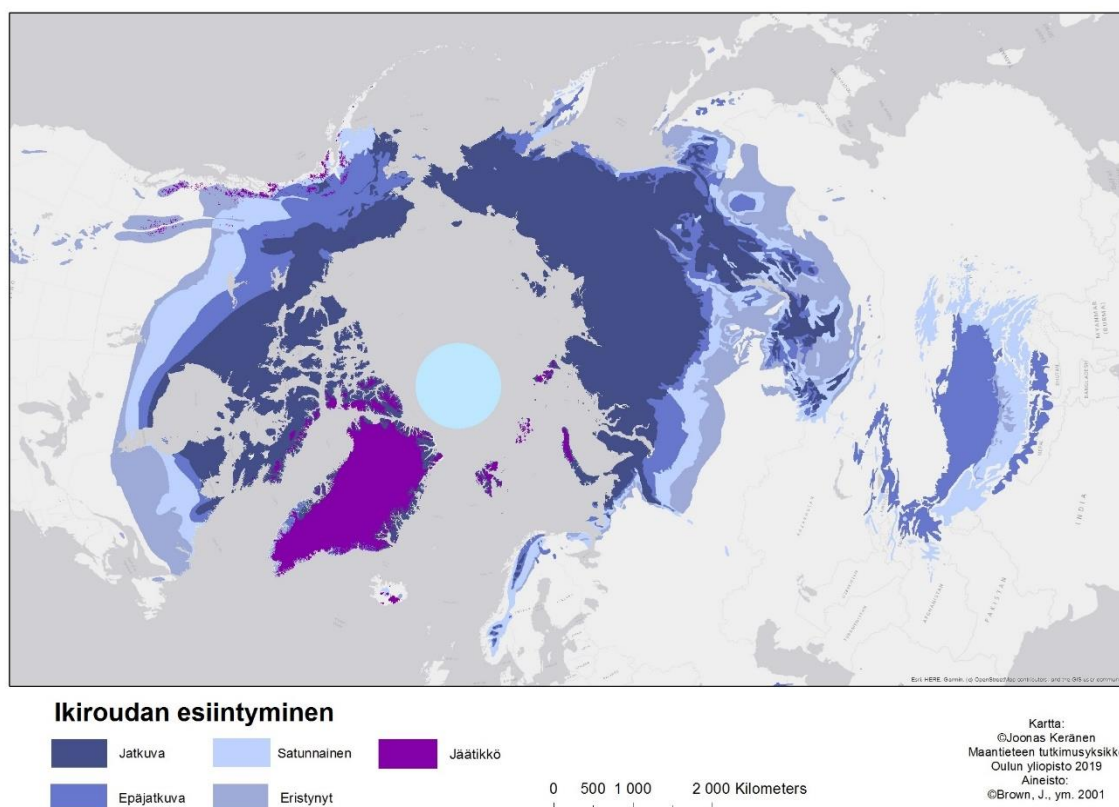
4.2 IKIROUDAN JAKAUTUMINEN

Jatkuva ja epäjatkuva ikirouta keskittyvät Pohjois-Amerikassa Alaskaan ja Kanadan arktiseen saaristoon ja rannikkoon sekä Kanadan kilven alueelle Hudsoninlahden ympäristöön. Alaska on suureksi osaksi epäjatkuvan ikiroudan peitossa, kun jatkuvaa ikiroutaa on rannikolla Brooks Range –vuoriston pohjoispuolella. Venäjällä ikiroudan esiintyminen vähenee Uralin länsipuolella. Länsi-Siperiassa esiintyminen keskittyy pohjoiselle rannikolle ja leviää etelämmäksi keskisessä ja itäisessä Siperiassa. Eteläisimmillään ikirouta-alue jatkuu yhtenäisenä Mongoliaan asti (kuva 7). Kokonaisuutena ikiroudan esiintyminen muuttuu harvemmaksi etelämpänä ja esiintyy lopulta vain ympäristöltään suotuisilla alueilla ja vuoristoissa.

Jatkuvan ikiroudan peittämä osuus vastaa lähes puolta (47 %) kaikesta ikiroudasta. Suurin osa ikiroudasta, noin 63 %, sijoittuu itäiselle pallonpuoliskolle ja 37 % ollessa läntisellä pallonpuoliskolla (Zhang ym. 2008: 53, 58). Yleisellä tasolla ikiroudan paksuus on suurempi siirryttäessä pohjoiseen. Jatkuvalla alueella ikiroudan paksuus voi olla satoja

metrejä, paikoin jopa yli kilometrin, kun epäjatkuvan ikiroudan paksuus ulottuu kymmenistä satoihin metreihin. Siperiassa ikirouta on yleisesti paksumpaa kuin Pohjois-Amerikassa (Anisimov & Reneva 2006: 169). Eroa Pohjois-Amerikassa ja Siperiassa esiintyvän ikiroudan välillä on selitetty mannerjään esiintymisellä (Astakhov 2004; Willeit & Ganopolski 2015: 1165; French 2017: 95).

Ikiroudan esiintyminen ja luokittelu arktisella alueella



Kuva 7. Ikiroudan esiintyminen ja luokittelu arktisella alueella (Brown ym. 2001).

4.3 ILMASTO

Karuimmat olosuhteet kuuluvat arktiseen aavikkoon, mitä esiintyy Kanadan arktisessa saaristossa sekä Siperian pohjoisimmissa osissa. Siellä talvet ovat kylmiä ja lämpötilat pysyvät matalina koko vuoden. Kesät ovat lyhyitä ja lämpötila nousee vain pari astetta nollan yläpuolelle (Maxwell 1981: 230–231, 234, 236). Vuotuisen sadannan määrä on noin 200 mm tai vähemmän, josta suuri osa tulee lumena. Merellisillä arktisilla alueilla

ilmasto on samankaltainen, mutta lämpötilavaihtelu on pienempää ja sadannan määrä suurempi. Näitä piirteitä on havaittavissa Atlantin ja Länsi-Alaskan rannikolla. Lumikerros on monin paikoin ohut tai olematon, sillä tuuli vaikuttaa monin paikoin sen kulkeutumiseen ja kasautumiseen (Serreze & Barry 2005: 219–220; Ballantyne 2018: 14). Merkittävä osa tutkimusalueesta, kuten lähes koko Siperian ja Alaskan sisäosat sekä mantereinen Kanada, kuuluvat mantereiseen ilmastoon. Näillä alueilla tyypillistä on lämpötilojen suuri vuotuinen vaihtelu. Talvilämpötilat voivat olla kylmempiä kuin arktisella alueella, mutta kesät ovat pidempiä ja lämpötilat nousevat niiden aikana merkittävästi korkeammiksi. Vuotuinen sadannan määrä voi vaihdella 180 mm ja 500 mm välillä ja painottuu kesäkuukausille (French 2017: 24, 93, 95). Merellistä ilmastoa esiintyy lähinnä Alaskan rannikolla etelä- ja lounaisosissa sekä Grönlannin eteläisillä rannikkoalueilla. Sen vähäiseen esiintymiseen vaikuttavat vuoristojen sijainnit, jotka estävät kosteiden merellisten ilmavirtojen pääsyn sisämaihin, sekä Siperian etäisyys Atlantin valtamerestä ja Golf-virrasta (Reyes ym. 2010: 3257; Romanovsky ym. 2010b: 107–108). Merellinen ilmasto on yhteydessä epäjatkuvan ikiroudan esiintymiseen. Näillä alueilla maaperän lämpötilaa nostavat merellisen ilmaston lämpötiloja tasaava vaikutus sekä paksumpi lumikerros, mikä toimii talvella eristävänä kerroksena pakkasilta (Romanovsky ym. 2010b: 107–108; French 2017: 93–95). Vuoden keskimääräiset lämpötilat vaihtelevat koko alueella 0 °C ja -18 °C välillä. Jatkuvan ikiroudan eteläisimmän rajan on sijoitettu seuraavan noin -6 °C ja -8 °C vuotuista keskilämpötilaa (Smith & Riseborough 2002: 2; French 2017: 93–95). Epäjatkuvasta satunnaiseksi ikirouta muuttuu vuotuisen keskilämpötilan noustessa -1 °C yläpuolelle (Smith & Riseborough 2002: 2; Smith ym. 2010: 117–118, 127; Romanovsky ym. 2010a).

4.4 KASVILLISUUS

Vallitsevaa kasvillisuutta on helpoin kuvata pohjois-etelä suuntaisella vyöhykkeisyydellä. Pohjoisimmat arktiset alueet kuuluvat karuun tundrakasvillisuuteen, etelämpänä kasvillisuus muuttuu peittävämmäksi vaihtuen boreaaliseen havumetsävyöhykkeeseen. Näiden välillä esiintyvää muuttuvan kasvillisuuden aluetta kutsutaan metsätundraksi, joka on noin 50-100 km leveä vyöhyke. Toinen tapa esittää

vyöhykkeiden muutos on metsänrajalla, jonka pohjoispuolella ei metsää enää kasva (Harris ym. 2017: 621; Ballantyne 2018: 18–20). Pohjois-Amerikassa boreaalinen havumetsä hallitsee epäjatkuvan ikiroudan alueella, sillä jatkuvan ikiroudan raja seuraa hyvin pitkälti metsänrajaa. Venäjällä suurin osa jatkuvasta ja epäjatkuva ikiroudasta kuuluu boreaaliseen havumetsään ja tundraa esiintyy lähinnä pohjoisen jäämeren rannikolla.

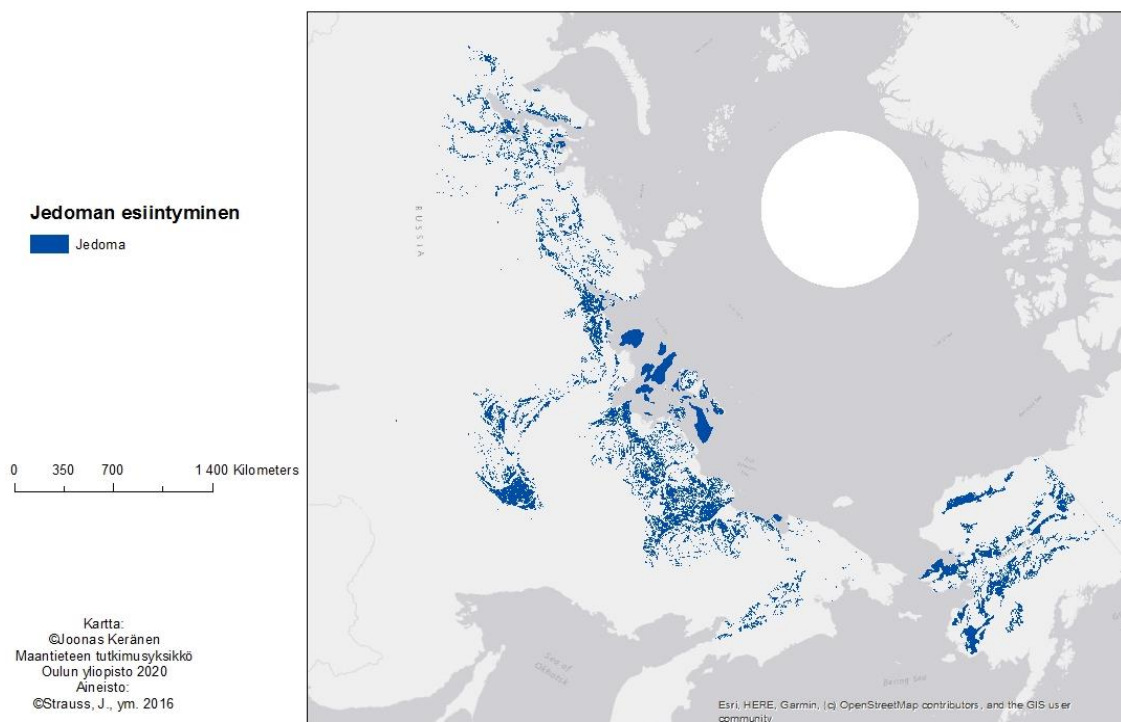
Arktisella aavikolla tundra kasvillisuus on hyvin karua ja laikuittaista ja koostuu lähinnä pienistä putkilokasveista, sammalesta ja jäkälästä. Etelämpänä sarojen, nurmikasvien ja pensaiden peittävyys sekä korkeus kasvavat. Samalla myös sammalten, kosteikkojen, turpeen ja orgaanisen kerroksen määrä sekä paksuus lisääntyvät (Walker ym. 2005: 270, 276–277; Walker ym. 2016: 2). Pohjoisimmassa metsätundrassa kasvillisuus koostuu lähinnä pensaista ja tundrakasvillisuudesta sekä ruohokasvien ja sammalten peittämistä kosteikoista. Lähempänä boreaalista havumetsävyöhykettä pensaiden korkeus kasvaa ja alue muuttuu yksittäisistä puista koostuvaksi avoimeksi metsäksi. Yleistä on myös sammalpeitteisten turvemaiden esiintyminen. Tyypillistä tälle alueelle onkin vaihtelu metsien, tundran ja kosteikkojen välillä (Beschel 1970: 85–86; Ballantyne 2018: 18–20). Boreaaliseen havumetsävyöhykkeeseen siirryttäessä puiden korkeus ja lajitiheys kasvavat. Yleisimmät puusuvut ovat kuuset, männyt, lehtikuuset ja pihdat. Vyöhyke kiertää jatkuvana sekä Pohjois-Amerikan että Venäjän ja Aasian halki, mutta molemmilla alueilla on omat lajistonsa. Pohjois-Amerikassa hallitsevia puulajeja ovat kuuset, kun taas Siperiassa metsät koostuvat suurimmaksi osin männyistä ja lehtikuusista. Pohjois-Amerikassa myös lehtipuita, kuten koivuja ja poppeleita, sekä sekametsiä esiintyy paikoin laajalti (Pojar 1996: 53; Harris ym. 2017: 621, 623). Latvuston peittävyyden laskiessa pensaskerroksessa hallitsevia lajeja ovat pajut, koivut ja lepät. Kenttäkerroksen lajit koostuvat muun muassa kanervista, varvuista, ruohokasveista. Ominaisia havumetsille on paksu maaperän peittävä sammal- ja jäkäläkerros. Jäkälien esiintyminen painottuu kuitenkin avoimemmille alueille. Erityisesti sammalet, jäkälät ja maaperän orgaaninen kerros ovat merkittäviä niiden eristävien ominaisuuksien ansiosta (Pojar 1996: 54; Reyes ym. 2010: 3257). Metsien ohessa tyypillistä on laajojen puuttomien kosteikkojen, soiden ja turvemaiden esiintyminen ympäri arktista aluetta, mutta eniten niitä on muodostunut Länsi-Siberian alangolle. Niiden muodostuminen on mahdollista kaikkialla, missä maaperän

läpäisykyky on heikko ja veden saanti riittävää (Woo ym. 2008: 244–245; Velichko ym. 2011: 45).

4.5 JEDOMA

Maajään esiintymisen kannalta merkittävä on Beringiaan muodostunut jedoma. Beringialla käsitetään Beringinsalmea ympäröivää aluetta, joka sisältää koillis-Siperian, koko Alaskan lukuun ottamatta eteläisimpiä osia, sekä läntisen Yukonin (Strauss ym. 2017: 77). Jedomaa käytetään yleisnimityksenä Beringiassa esiintyvälle suuren jäämäärän omaavalle syngeneettiselle ikeroudalle. Kuvassa 8 on esitettynä havaitut jedoma-muodostumat. Jedoman muodostuminen ajoitetaan myöhäispleistoseeniin, jolloin voimakkaan mantereinen ilmasto ja mannerjään puuttuminen sallivat maa-aineksen kasautumisen kylmissä olosuhteissa (Schirrmeister ym. 2013: 542; Strauss ym. 2017: 77). Schirrmeister ym. (2013: 542) määrittivät jedoman ”jäärikkaiksi silteiksi ja siltisiksi hiekoiksi, joita lävistävät suuret jääkiilat, jotka olivat seurausta sedimentaatiosta ja syngeneettisestä jäätymisestä, minkä aiheutti myöhäispleistoseenilla vallinneet ilmasto- ja ympäristöolosuhteet”. Tyypillistä näille muodostumille on paksu siltistä muodostuva kerros, orgaanisen aineksen esiintyminen, korkea gravimetrinen sekä volumetrinen jäämäärä sekä syngeneettiset jääkiilat, jotka ulottuvat koko muodostuman syvyydelle (Kanevskiy ym. 2011: 584–585; Schirrmeister ym. 2013: 542–543). Koillis-Siperiassa jedoman esiintyminen on paikoin hajanaista ja sen muodostuminen on tapahtunut alangoille, jokilaaksoille ja matalan reliefin rannikolle (Grosse ym. 2013: 5–6). Straussin ym. (2017: 80) esittämän syntyteorian mukaan jedoman synnylle suotuisa ympäristö on ollut sijainti kumpareisen maaston juurella, kylmä ja karu mantereinen ilmasto, vähäinen kasvillisuus, maaperän heikko kosteuden läpäisevyys sekä sedimentin lähteen läheisyys. Myöhemmin nämä sedimentit ovat kasautuneet rinteiltä tasangoille muun muassa tuulen, veden ja rinneprosessien avulla (Schirrmeister ym. 2008: 1598; Schirrmeister ym. 2013: 549). Pohjois-Amerikassa esiintyvän jedoman ajatellaan koostuvan suurelta osin aeolista alkuperää olevasta lössimaasta (Muhs & Budahn 2006: 325).

Pohjoisen ikirouta-alueen havaitut jedoma-muodostumat



Kuva 8. Jedoman esiintyminen pohjoisella ikirouta-alueella (Strauss ym. 2016).

5. AINEISTO JA MENETELMÄT

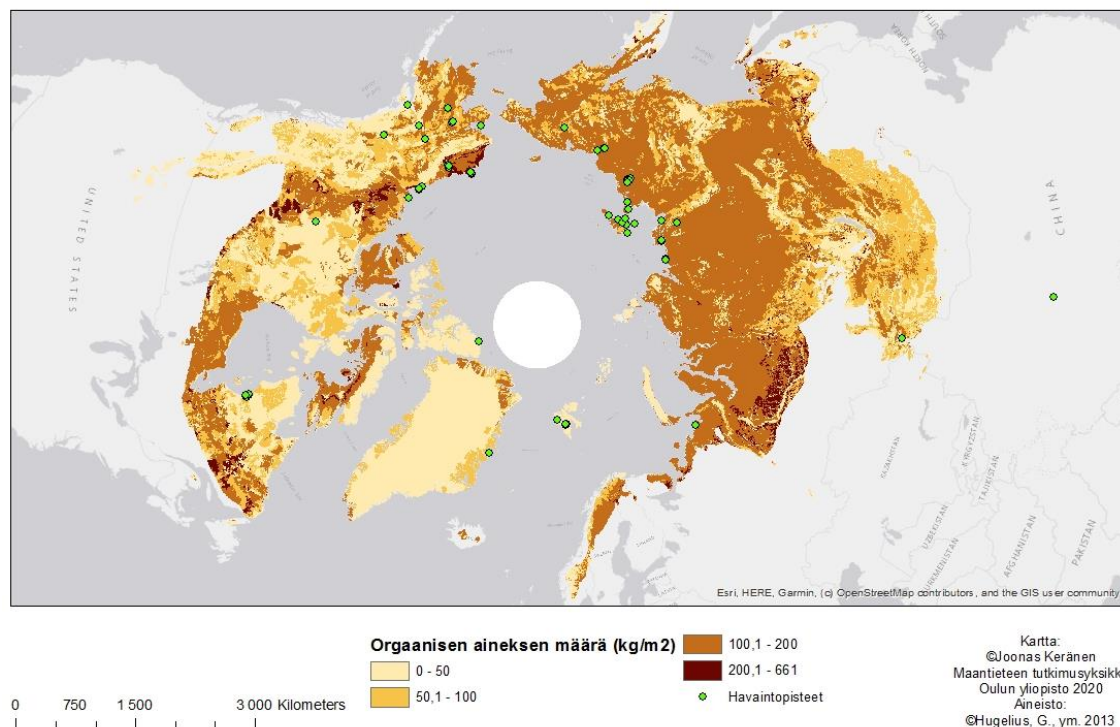
5.1 AINEISTON KERUU

Tutkielmassa käytettävä aineisto koostettiin tieteellisistä julkaisuista ja tietokannoista (liite 1). Pääasiallisena keinona maajääarvojen keräämiseen olivat kenttätutkimukset, joissa maaperänäytteet oli otettu eri syvyisillä kairauksilla. Näytteiden sisältämän maajään määrä oli pääasiassa esitetty gravimetrisesti, volumetrisesti tai molempina. Vaikka vettä voi ikiroudassa esiintyä myös nesteinä, oletetaan tässä tutkielmassa kaiken kosteuden olevan jäätyneessä olotilassa. Aineiston ajankohtaisuuden säilyttämiseksi valittiin aineistoon vain kenttätutkimuksia, jotka oli suoritettu vuoden 2000 jälkeen. Koska tarkoitus on mallintaa ikiroudassa olevan maajään määrää, on näytteiden arvot otettu alkaen ikiroutatasosta. Näin ollen aktiivikerroksesta saadut havainnot ovat jääneet tutkielman aineiston ulkopuolelle. Mallinnuksessa käytettävien ympäristömuuttujien laskemisen mahdollistamiseksi vaadittiin näytteidenottopaikkojen esittämistä joko

koordinaatein, kuuden desimaalin tarkkuudella, tai kartalla, jolloin koordinaatit varmistettiin Google Maps -ohjelman avulla. Kuvassa 9 on kuvattuna havaintopaikkojen sijainnit yhdistettynä tutkimusalueen orgaanisen aineksen määrään 0–30 cm syvyydellä. Maaperänäytteiden ollessa eri syvyisiä ja maajääpitoisuuksien vaihdellessa, näytteen maajään määrä laskettiin keskiarvona tai painotettuna keskiarvona, jos niitä ei ollut artikkelissa esitettynä. Painotettu keskiarvo saatiin näytteen havainnoista eri syvyyksillä, jolloin maajääarvot laskettiin syvyysväleittäin. Jos neliökilometrin alueelta oli useampi kuin yksi näyte, saatiin maajään määrä näiden kaikkien näytteiden painotettuna keskiarvona, kunkin näytteen syvyyden mukaan.

Mallinuksessa käytettävät ympäristömuuttujat on laskettu neliökilometrin tarkkuudella näytteidenottopaikkojen koordinaattien pohjalta. Taulukossa 2 on esitettynä muuttujat, joiden pohjalta mallinnus suoritettiin. Ilmastomuuttujien kohdalla arvot vastaavat vuosien 2000–2014 olosuhteita. Alkuperäiset ilmastoarvot saatiin WorldClim v1.4 (Hijmans ym. 2005), jonka ilmastoarvot ovat vuosilta 1950–2000. GMFD:n (*Global Meteorological Forcing Dataset*) avulla ne laskettiin vastaamaan 2000–2014 välistä kautta (Sheffield ym. 2006). Vuotuisten keskiarvojen lisäksi laskemalla FDD (*freezing degree days*), TDD (*thawing degree days*) sekä lumi- ja vesisade pystytään huomioimaan myös sulamis- ja jäätymiskauden vaikutus. Topografiamuuttujat saatiin GMTED2010 (*Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010*) (Danielson & Gesch 2011) pohjalta. Rinteen kaltevuus sekä PISR (*potential incident solar radiation*) laskettiin ArcGIS:ssä ja TWI (*topographic wetness index*) SAGAGIS:ssä. Kaavana PISR laskemiseen käytettiin McCunen ja Keonin (2002: 605) yhtälöä numero kaksi. Maaperämuuttujien kohdalla kuvataan hieno- ja karkearakeisten sedimenttien peittävyys sekä SOCC (*soil organic carbon content*) SoilGrids (Hengl ym. 2017) pohjalta. Kasvillisuuden määrää kuvataan NDVI:llä (*normalized difference vegetation index*) (Didan 2015) ja vesistöpeittävyyden laskemiseen käytettiin ESA: Water Bodies v4.0 (Lamarche ym. 2017). Tarkempi kuvaus käytettyjen ympäristömuuttujien laadinnasta on esitettynä Karjalainen ym. (2019, 2020).

Pohjoisen ikirouta-alueen orgaanisen aineksen määrä ja tutkimuksessa käytetyt havaintopisteet



Kuva 9. Orgaanisen aineksen määrä 0-30 cm syvyydellä pohjoisella ikirouta-alueella (Hugelius ym. 2013) ja havaintopaikkojen sijainnit.

Taulukko 2. Maajään mallinnuksessa käytetyt ilmasto- ja ympäristömuuttujat

MUUTTUAJAT	SELITE
FDD	Jäätymispäiväaste, päivittäisten keskilämpötilojen kumuloitu arvo tietyltä ajanjaksolta lämpötilojen ollessa $< 0^{\circ}\text{C}$ (2000-2014)
TDD	Sulamispäiväaste, päivittäisten keskilämpötilojen kumuloitu arvo tietyltä ajanjaksolta lämpötilojen ollessa $> 0^{\circ}\text{C}$ (2000-2014)
Snow	Satanut lumi, eli sadannan määrä, kun kuukausilämpötila $< 0^{\circ}\text{C}$
Rain	Satanut vesi, eli sadannan määrä, kun kuukausilämpötila $> 0^{\circ}\text{C}$
MAAT	Vuotuinen keskilämpötila
PrecipSum	Koko vuoden sadanta
SOCC	Maaperän orgaanisen aineksen määrä
Fine	Hienosedimentit, eli raekoko < 50 mikromillia
Coarse	Karkeat sedimentit, eli raekoko > 2 mm
Slope	Rinteen kaltevuus
TWI	Topografinen kosteusindeksi
PISR	Auringon säteilymäärä
WaterCover	Vesistöpeittävyys
NDVI	Normalisoitu kasvillisuusindeksi

5.2 MENETELMÄT

Alkuperäisessä aineistossa maajäätietoja sisältäviä havaintoja oli 90. Näistä 10 osoitti ylimääräisen jään määrää, mikä johti näiden poistamiseen lopullisesta aineistosta. Mallinnuksen suorittamiseksi gravimetrinen ja volumetrinen maajää jaettiin omiksi aineistoikseen. Havaintoja gravimetrisessä aineistossa oli 58 ja volumetrisessä 22. Gravimetrisen aineiston kohdalla ennen mallinnusta poistettiin maajääarvot, jotka ylittivät 250 % yleisen jäämassiivin määritelmän mukaan (ACGR 1988: 47), jotta niillä ei olisi liian suurta vaikutusta mallin toimintaan. Lisäksi yksi havainnoista sijaitsi Kiinassa polaarisen ikirouta-alueen ulkopuolella, minkä takia myös se poistettiin ennen mallinnuksen aloittamista. Näiden jälkeen havaintoja lopulliseen aineistoon jäi 49. Perustunnusluvut laskettiin jokaisen jäljelle jääneen havaintopaikan pohjalta. Kolmesta kohteesta oli sekä gravimetrinen että volumetrinen arvo, jolloin vain toista näistä käytettiin laskemisessa. Tilastolliset tarkastelut, korrelaatiot ja mallinnus suoritettiin R-ohjelmiston versiolla 3.4.4. Mallinnukseen käytettiin yleistettyä additiivista mallia (GAM, *generalized additive model*), mgcv-paketin gam -toiminnolla.

Yleistetyt additiiviset mallit ovat yleistettyjen lineaaristen mallien (GLM, *generalized linear model*) semi-parametrinen laajennus. Semiparametrisuus johtuu siitä, että vasteen todennäköisyysjakauman tulee olla tiedossa, vaikka selittäjien osalta se ei ole tarpeellista (Yee & Mitchell 1991: 587, 589). GLM:n tapaan vasteen ja selittäjän suhteen määrittämiseen käytetään linkkifunktiota, jonka muoto määräytyy aineiston pohjalta. Tämän tasoitusfunktion ei täydy noudattaa mitään ennalta määrättyä muotoa, vaan se pystyy käsittämään lineaariset ja monimutkaisemmatkin suhteet. Tasoitusfunktion muotoa ja sovitusta määritellään annettujen vapausasteiden avulla. GAM:in aineistolähtöisyys asettaa sen alttiimmaksi yksittäisten havaintojen vaikutukselle, jolloin riski mallin ylisovitukselle ja heikommalle yleistettävyydelle kasvaa. Tämän vuoksi vapausasteiden määrä tulee sovittaa yhteen aineiston kanssa. Liian suurella vapausasteella malli voi sovitua liian tarkasti aineistoon heikentäen sen ennustekykä ja toimintaa itsenäisellä aineistolla (Guisan ym. 2002: 93–94; Randin ym. 2006: 1699).

Muuttujien normaalijakautumisen toteutumista tarkasteltiin visuaalisesti histogrammien ja QQ-kuvaajien avulla sekä Shapiro-Wilk -testillä, jonka käyttö valittiin

sen yleisen tehokkuuden pohjalta (Henderson 2006; Razali & Wah: 2011). Shapiro-Wilksin -testissä p-arvon raja-arvona havaintojen normaalijakautuneisuudelle oli 0,05 (Kim & Park 2019: 333). Selittäjien välisiä korrelaatioita tarkasteltiin Spearmanin rho-kertoimilla, joka soveltuu Pearsonin tulomomenttikerrointa paremmin ei-normaalisti jakautuneiden muuttujien välisen korrelaation tarkasteluun (de Winter ym. 2016: 286).

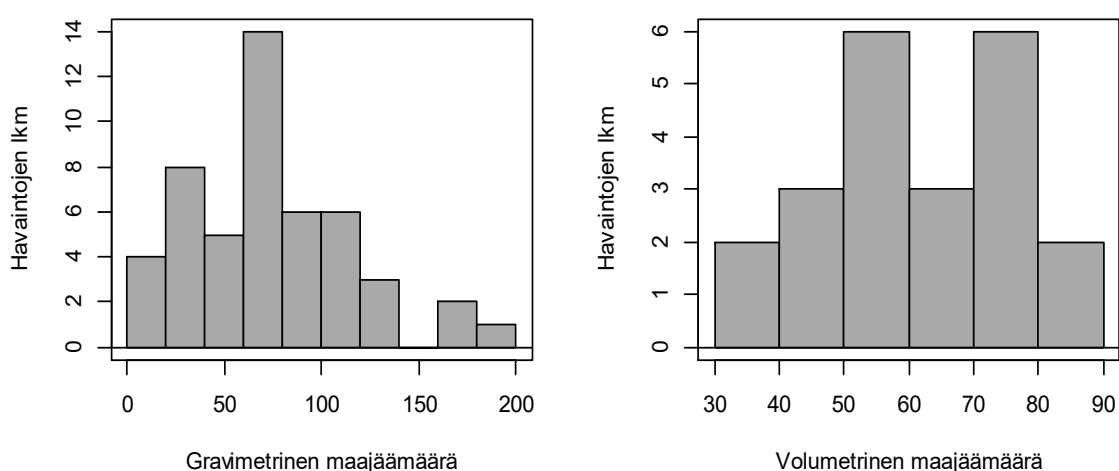
Usean selittäjän mallissa voi esiintyä multikollineaarisuutta eli selittäjien välillä olevaa vahvaa riippuvuutta. Multikollineaarisuuden esiintyminen voi luoda harhaa ja epävakautta muuttujien selityskykyyn, esimerkiksi sisällyttäen malliin muutoin merkityksettömän muuttujan (Amadio ym. 2014: 88). Multikollineaarisuuden välttämiseksi vahvaa, positiivista tai negatiivista, korrelaatiota ($>0,7$) omaavia selittäjiä ei tulisi käyttää samassa mallissa. Tämän takia selittäjien välisiä suhteita seurattiin mgcv-paketissa olevan concurvity toiminnon avulla, joka seuraa voiko yksittäisen muuttujan tasoitusfunktion luoda mallin muiden muuttujien tasoitusfunktioiden avulla (Amadio ym. 2014: 88). Riskirajana pidettiin concurvity-arvoa, joka selittäjien välillä ylitti 0,8. Tämän ylittyessä selittäjien välistä yhteyttä pyrittiin vähentämään vapausasteita rajaamalla. Lopullinen valinta selittäjän jättämisestä tai poistamisesta tehtiin vasteen ja selittäjän välisen vaikutuksen tarkastelulla. Selittäjän lisäämisen muuttaessa merkittävästi muiden selittäjien vaikutusta vasteeseen, päädyttiin sen poistamiseen. Selittäjä, jonka concurvity-arvo ylitti 0,8 säilytettiin mallissa, jos sen lisäämisen ei havaittu vaikuttavan muiden selittäjien ja vasteen väliseen suhteeseen. Spatiaalisen autokorrelaation esiintymistä residuaaleissa tarkasteltiin Moranin indeksillä (paketti pgirmess).

Mallien kalibroinnissa käytettiin AIC-arvoa (*Akaike information criteria*), joka kuvaa mallin sovittumista aineistoon. Pienempi AIC-arvo tarkoittaa mallin parempaa sopivuutta aineistoon (Posada & Buckley 2004: 799). Kalibrointi suoritettiin koko aineiston pohjalta manuaalisesti selittäjiä lisäten, kunnes AIC-arvo ei enää vähentynyt. Molempien mallien kohdalla selittäjien vapausasteet rajoitettiin neljään ylisovittumisen välttämiseksi, mutta sen samalla salliessa monimuotoisemman suhteen vasteen kanssa. Lisäksi ylisovituksen välttämiseksi käytettiin REML -metodia (*restricted maximum likelihood*). Oletuksena käytössä olevaan GCV (*generalized cross validation*) tapaan nähden REML on parempi ylisovituksen vähentämisessä ja tasoitusfunktion muodostamisessa (Marra & Wood 2011: 2380, 2384). Kalibroidun mallin toimivuutta arvioitiin residuaalien normalisuuden ja homoskedastisuuden toteutumisen avulla, niiden voidessa paljastaa

mallissa esiintyviä virheitä. Toimivan mallin residuaaleissa ei tulisi olla havaittavissa systemaattisuutta. Molempien mallien ennustuskkyä arvioitiin LOOCV (*leave-one-out-cross-validation*) ristiinvalidoinnilla (paketti gamclass) pienen havaintomäärän takia. Se testaa mallin toimivuutta käyden havainnot läpi, poistaen ja palauttaen yhden havainnon kerrallaan (Arlot & Celisse 2010: 53-54). Mallien toimivuutta arvioitiin laskettuja MAE (*mean error*) ja RMSE (*root mean squared error*) arvoja vertailemalla sekä vasteiden ja ennusteiden välistä korrelaatiota seuraamalla.

6. TULOKSET

Taulukossa 3 on esitettyä koko aineiston pohjalta lasketut perustunnusluvut vastemuuttujille ja selittäjille. Taulukosta voi havaita gravimetrisen maajään määrän arvojen kokevan suurta vaihtelua verrattuna volumetriseen aineistoon. Kuvassa 10 vastemuuttujien havaintojen jakautuminen on esitetty visuaalisesti. Gravimetrisen maajään kohdalla shapiro-wilksin -testin p-arvo oli tasan 0,05, jonka mukaan aineisto olisi normaalisti jakautunut. Volumetrinen maajään kohdalla havainnot noudattivat normaalijakaumaa visuaalisesti sekä testin pohjalta. Muuttujien väliset Spearmanin korrelaatiokertoimet ja niiden p-arvot ovat esitettyä gravimetrisen aineiston osalta liitteessä 2 ja volumetrinen liitteessä 3.



Kuva 10. Histogrammit gravimetrisen (vasemmalla) sekä volumetrinen (oikealla) maajään havaintojen jakautumisesta.

Taulukko 3. Vasteiden ja selittäjien perustunnusluvut kaikkien havaintopaikkojen pohjalta (n=68).

Muuttujat	Yksikkö	Minimi	Maksimi	Keskiarvo	Keskihajonta	Mediaani
Gravimetrinen maajää	%	10	182	76	42	66
Volumetrinen maajää	%	33	86	62	14	62
FDD	°C	1087	6898	4201	1428	4617
TDD	°C	115	1815	756	425	802
Snow	mm	50	268	121	58	96
Rain	mm	28	377	147	94	107
MAAT	°C	-19	2	-9,6	4,5	-11
PrecSum	mm	79	561	268	135	249
SOCC	kg/m ²	19	367	107	57	96
Fine	%	39	78	56	9	54
Coarse	%	0	30	10	9	7
Slope	°	0	12	1,4	2,3	0,5
TWI		7,9	15,1	12,3	1,8	12,4
PISR	MJ cm ⁻² a ⁻¹	0,3	0,6	0,46	0,07	0,46
WaterCover	m ²	0	810 000	156 838	213 134	45 000
NDVI		0,01	0,8	0,5	0,2	0,54

6.1 GRAVIMETRISEN MAAJÄÄN MALLI

Koska havaintojen normaalijakautuneisuus toteutui alimmalla mahdollisella arvolla, mutta ei ole selvästi nähtävillä visuaalisesti, luotiin vertailun vuoksi mallit sekä gaussian-että gammajakauman pohjalta. Lopullisessa mallissa käytettiin gammajakaumaa identity-linkkifunktiolla, sillä sen saama AIC-arvo oli pienempi ja residuaalit täyttivät paremmin oletukset. Vahvinta korrelaatiota gravimetrinen jäämäärän osalta oli havaittavissa NDVI:n (0,51) ja vuotuisen lumisateen määrän (-0,35) kanssa, joista molemmat olivat p-arvon 0,05 raja-arvolla tilastollisesti merkitseviä (liite 2).

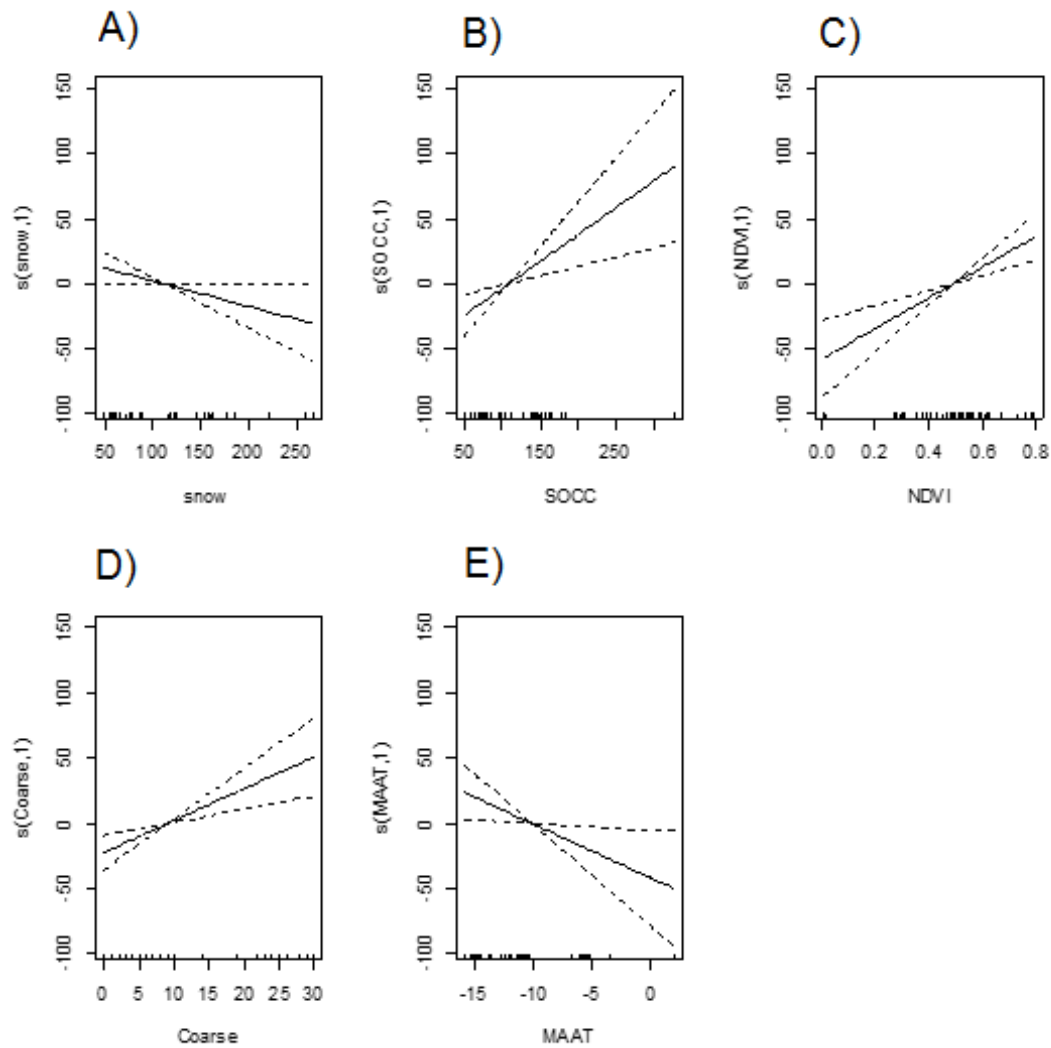
Lopulliseen malliin valikoituneet selittäjät olivat vuotuinen sataneen lumen määrä, SOCC, NDVI, karkeiden sedimenttien määrä ja vuoden keskilämpötila. Tilastollisen

merkitsevyyden pohjalta selittäjien tärkeysjärjestys oli NDVI, karkeiden sedimenttien määrä, orgaanisen aineksen määrä, vuotuinen keskilämpötila ja lumen sadanta. P-arvon 0,05 raja-arvolla jokainen selittäjistä oli tilastollisesti merkittävä. Selittäjien väliset concurvity-arvot olivat alle 0,8, joten niiden välillä ei ollut havaittavaa multikollineaarisuutta.

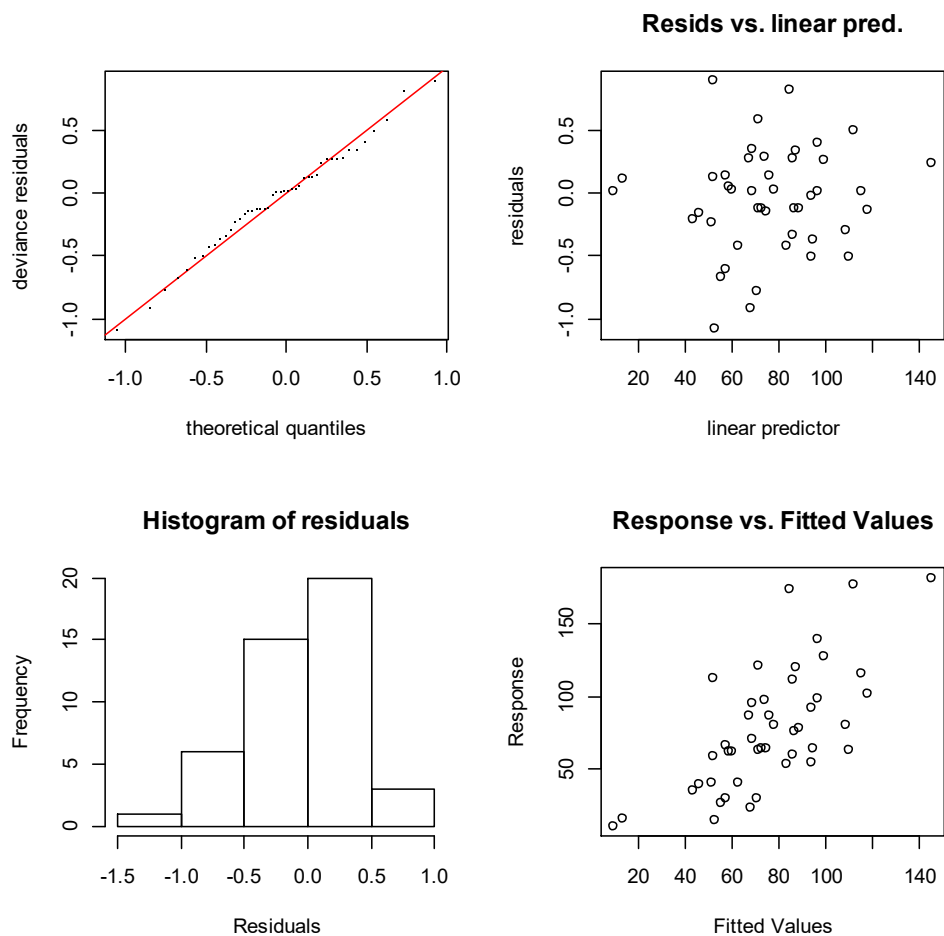
Kuvassa 11 on nähtävissä selittäjien itsenäiset vaikutukset gravimetrisen maajään määrään. Vapausasteiden määrästä huolimatta jokaisen selittäjän suhde vasteeseen esiintyy lineaarisena ja käyttää vain yhden vapausasteen. Muutosta tässä ei tapahtunut, vaikka vapausasteiden määrää kokeiltiin nostaa viiteen. Positiivinen lineaarinen yhteys on havaittavissa SOCC:lla, NDVI:llä ja karkeiden sedimenttien määrällä. Voimakkainta vaikutus on SOCC:n kohdalla. Vuotuisen lumisateen määrän ja keskilämpötilan kohdalla suhde on negatiivinen ja lineaarinen, mutta lumisateen kohdalla kulmakertoimen ollessa pienempi. NDVI:n, karkeiden sedimenttien määrän ja lumisateen määrän kohdalla 95% luottamusväli esiintyy kapeampana kuin vuotuisella keskilämpötilalla ja SOCC:lla. Karkeiden sedimenttien kohdalla havaittava positiivinen vaikutus on ristiriidassa sen ja gravimetrisen jäämäärän välillä havaitun negatiivisen korrelaation kanssa. Myös vuotuisen keskilämpötilan selvä negatiivinen vaikutus eroaa lähes olemattomasta korrelaatiosta gravimetrisen maajäämäärän kanssa.

Kuvan 12 QQ-kuvaajan ja histogrammin perusteella oletus residuaalien normaalijakautumisesta näyttäisi toteutuvan, minkä pohjalta malli sopisi aineistoon. Tämän vahvasti shapiro-wilksin -testi, jolloin oletus residuaalien normaalijakautumisesta toteutuu. Ääriarvojen vähäisten havaintojen takia residuaalien homoskedastisuuden toteutumista on vaikea niiden osalta todistaa. Moranin indeksi viidellä luokalla ei osoittanut merkkejä residuaalien välisestä spatiaalisesta autokorrelaatiosta.

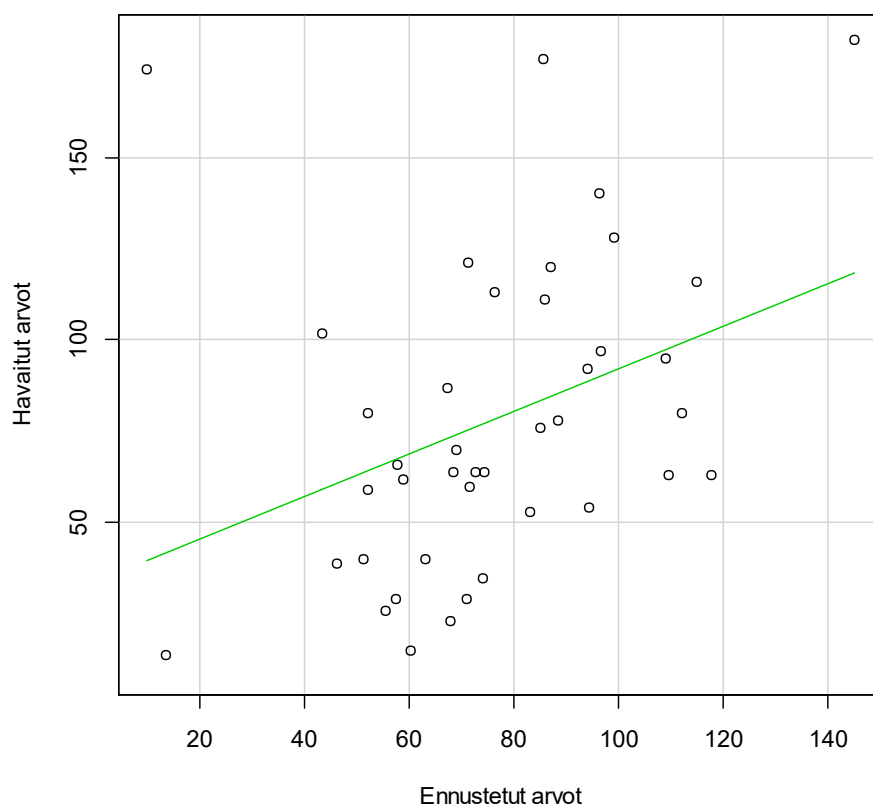
Mallin arviointiin laskettu MAE oli 23,1 ja RMSE 30,4, kun ristiinvalidoinnilla saadut arvot olivat MAE:n kohdalla 29,9 ja RMSE:n 36,9. Todellisten arvojen ja ristiinvalidoinnin pohjalta luotujen ennusteiden välinen korrelaatio oli 0,46 ja p-arvo $<0,05$, eli tulos olisi tilastollisesti merkittävä. Maajäämäärän vaihtelusta malli kykeni selittämään 21 %. Kuvassa 13 on esitettynä saatujen ennusteiden ja todellisten arvojen välinen hajontakuvio.



Kuva 11. Gravimetrisen GAM-mallin vastekäyrät A) vuotuisen lumisateen määrän (snow) B) orgaanisen aineksen määrän (SOCC) C) normalisoidun kasvillisuusindeksin (NDVI) D) karkeiden sedimenttien määrän (Coarse) ja E) vuotuisen keskilämpötilan (MAAT) vaikutuksesta maajään määrään. X-akselilla on kuvattuna muuttujan havaitut arvot ja Y-akselilla osittaisresiduaalit. Katkoviivat esittävät 95 % luottamusvälin ja y-akselilla suluissa esiintyvä luku selittäjän vapausasteen.



Kuva 12. Gravimetrisen maajään GAM-mallin residuaalien normaaliuden QQ-kuvaaja (vasen yläkulma), lineaarisen ennusteen hajontakuvio (oikea yläkulma), residuaalien jakautuminen histogrammissa (vasen alakulma) ja vasteen sekä sovitettujen arvojen välinen hajontakuvio (oikea alakulma).



Kuva 13. Gravimetrisen mallin havaittujen arvojen ja ennusteiden välinen hajontakuvio.

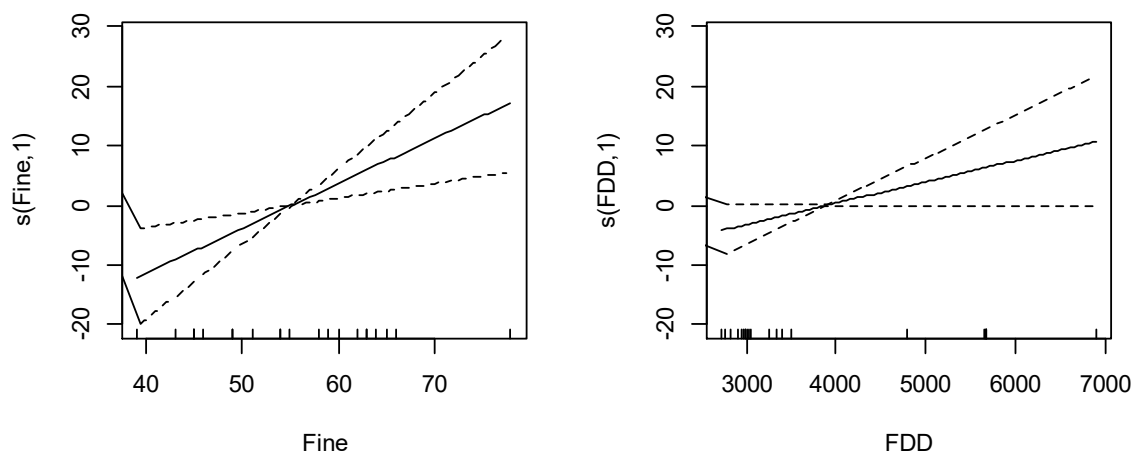
6.2 VOLUMETRISEN MAAJÄÄN MALLI

Vahvinta positiivista korrelaatiota volumetriseen maaajämäärän kanssa havaittiin hienojakoisten sedimenttien määrän (0,6) sekä topografisen kosteusindeksin (0,5) kohdalla. Negatiivista korrelaatiota oli eniten auringon säteilyn (-0,5), rinteen kaltevuuden (-0,5) sekä sadantaa kuvaavien selittäjien kanssa. Kaikkien sadantaa kuvaavien selittäjien korrelaatio oli lähes -0,4. Näistä p-arvon 0,05 raja-arvolla tilastollisesti merkitseviä olivat muut paitsi sadantaa kuvanneet selittäjät (liite 3). Mallissa käytettiin gaussian-jakaumaa ja identity-linkkifunktiota. Volumetrinen maaajämäärtä mallintaessa selittäjiksi valikoituivat hienojakoisten sedimenttien määrä sekä FDD, joista molempien suhde vasteen kanssa oli lineaarinen ja positiivinen, AIC:n ollessa 172 (kuva 14). Hienojakoisten sedimenttien määrä oli p-arvon 0,05 raja-arvolla tilastollisesti merkittävämpi selittäjä. Vapausasteen rajoitteesta huolimatta molemmissa selittäjissä

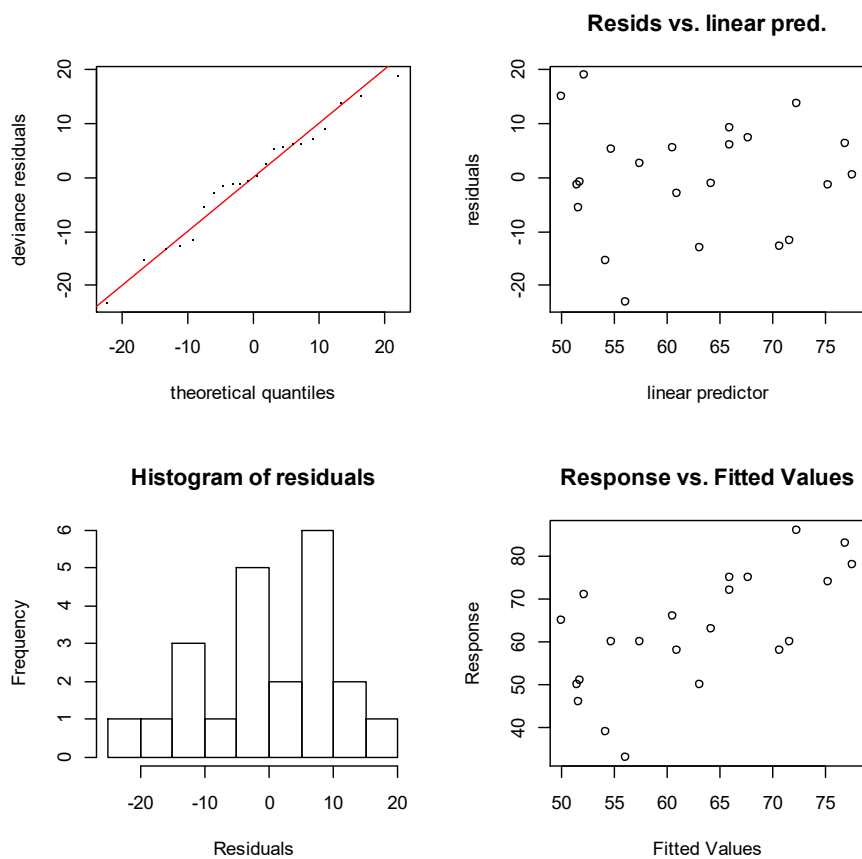
vapausasteiden määrä jäi yhteen. Molempien selittäjien kohdalla 95 % luottamusväli pysyy varsin kapeana, vaikka väli suurenee suurempia arvoja kohti mentäessä.

Mallin residuaalien jakautuminen on esillä kuvassa 15. Kuvan 15 perusteella vaatimus residuaalien normaalijakautuneisuudesta ja homoskedastisuudesta toteutuisi, vaikka niiden luoma histogrammi ei täysin näyttäisi normaalijakaumaa seuraavan. Shapiro-wilksin -testissä saatu p-arvo oli kuitenkin yli 0,05, jolloin vaatimus residuaalien normaalijakautumisesta toteutui. Moranin indeksin laskeminen suoritettiin viidelle luokalle, eivätkä residuaalit osoittaneet niissä merkkejä spatiaalisesta autokorrelaatiosta.

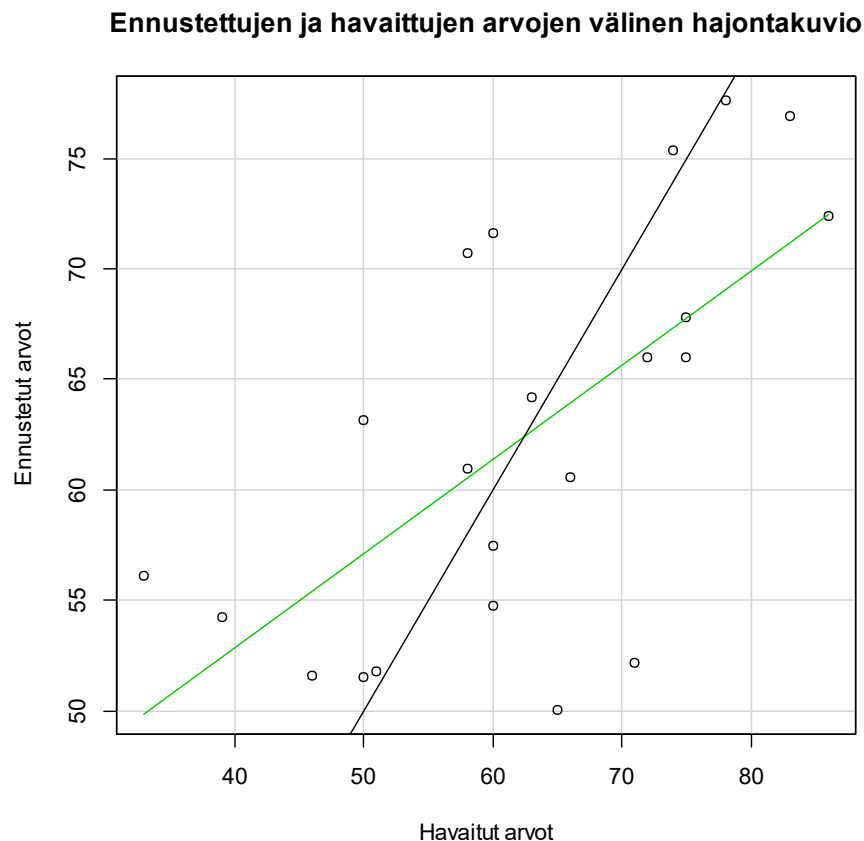
Mallia arvioitaessa MAE oli 8,1 ja RMSE 10,3, ristiinvalidoinnilla MAE oli 9,1 ja RMSE 11,4. Todellisten arvojen ja ristiinvalidoinnin pohjalta saatujen ennusteiden välinen korrelaatio oli 0,65, p-arvolla 0,001, ja selitysaste 42 %. Kuvan 16 hajontakuvio esittää ennusteiden ja todellisten arvojen välisen jakautumisen visuaalisesti.



Kuva 14. Volumetrisen GAM-mallin vastekäyrät hienojakoisen maa-aineksen (Fine)(vasemmalla) ja jäätymisastepäivän (FDD)(oikealla) vaikutuksesta maajään määrään. X-akselilla on kuvattuna muuttujan havaitut arvot ja Y-akselilla osittaisresiduaalit. Katkoviivat esittävät 95 % luottamusvälin.



Kuva 15. Volumetrisen maajään GAM-mallin residuaalien normaaliuden QQ-kuvaaja (vasen yläkulma), lineaarisen ennusteen hajontakuvi (oikea yläkulma), residuaalien jakautuminen histogrammissa (vasen alakulma) ja vasteen sekä sovitettujen arvojen välinen hajontakuvi (oikea alakulma).



Kuva 16. Volumetrisen aineiston havaittujen ja ennustettujen arvojen välinen hajontakuvio. Musta viiva kuvaa täydellistä ja vihreä viiva mallin ennusteiden ja havaittujen välistä korrelaatiota.

7. TULOSTEN TARKASTELU

7.1 MAAJÄÄN MÄÄRÄÄ SELITTÄVÄT TEKIJÄT

Volumetrisen mallin kohdalla maajään määrää selittäviä tekijöitä olivat hienojakoisten sedimenttien määrä ja jäätymispäiväaste. Gravimetrisessä mallissa merkittäviä tekijöitä olivat kasvillisuuden, karkearakeisten sedimenttien ja orgaanisen aineksen määrä sekä vuotuinen keskilämpötila ja lumen sadanta. Volumetriseen malliin päätyneet selittäjät ovat yhdistettävissä kylmään ilmastoon ja syngeneettiseen jäätymiseen. Syngeneettisen ikiroudan ja jedoman jäärikkauden pohjalta niiden kyvyllä maajäämäärän ennustamiseen olisikin selkeä pohja (French & Shur 2010: 191–192; Schirrmeister ym. 2013: 550).

Hienojakoisten sedimenttien ollessa talvilämpötiloja merkittävämpi tekijä osoittaisi jäätymiselle alttiin maaperän merkitystä maajään määrään (French 2017: 69). Bernard-Grand'Maison ja Pollard (2018: 3591) mainitsivat, että kolme tärkeintä ikiroudan ja maajään esiintymiseen vaikuttavaa tekijää ovat ilman lämpötila, kasvillisuus ja lumipeite. Tämän pohjalta niiden esiintymiselle gravimetrisessä mallissa olisi selvät perusteet. Gravimetrisessä mallissa ilmastotekijät eivät tilastollisen merkitsevyyden pohjalta olleet yhtä merkittäviä maajäämäärän selittämisessä kuin ympäristö- ja maaperämuuttujat. Yllättävänä tätä voidaan pitää, sillä jatkuvan ikiroudan alueella ilmastoa on pidetty merkittävimpänä maaperän lämpötilaan vaikuttavana tekijänä (Harris ym. 2017: 85; Karjalainen ym. 2019). Huomion arvoista on myös, että tärkeimpinä havaittavien selittäjien vaikutus maajään määrään on positiivinen. Yhteydessä gravimetrisen mallin selittäjät voisivat olla epäjatkuvaan ikiroutaan, ympäristö- ja maaperätekijöiden kuvatessa niiden maajäätä säilyttävää vaikutusta.

Kasvillisuus muokkaa maaperään kulkeutuvan lämmön määrää ja sitä pidetäänkin yhtenä merkittävimmistä maaperän lämpötilaan vaikuttavista tekijöistä (Jorgenson ym. 2010: 1226, 1228; Bernard-Grand'Maison & Pollard 2018: 3591). Vaikka NDVI laskee kasvillisuuden määrän, ei sen avulla saada tietää, mistä kasvillisuus koostuu. Merkitystä tällä on silloin, kun eri kasvityypeillä on erilainen vaikutus. Puurajan pohjoispuolella kasvillisuuden määrän lisäksi vaikutusta on sen korkeudella lunta keräävänä tekijänä. Tundrassa kasvillisuus tasoiittaa maaperän lämpötilan vaihtelua, jolloin kesällä lämpötilan nousu sekä talvella sen lasku on vähäisempää. Kesäisin merkityksellisintä on kasvillisuuskerroksen paksuus, mikä vähentää lämmön pääsyä maaperään (Kade ym. 2006). Talvisin eniten vaikutusta on kasvillisuuden korkeudella ja kyvyllä kerätä eristävä lumikerros. Myöhään säilyessään lumikerros voi kuitenkin toimia kevään sulamisen alkamista viivyttävänä tekijänä. Metsissä latvuston luoma varjo vähentää maaperään pääsevää auringonvalon määrää ja talvisin havupuiden esiintyminen voi ohentaa lumikinosten paksuutta, jolloin pakkanen pääsee vaikuttamaan tehokkaammin maaperään (Kade ym. 2006; Jorgenson ym. 2010: 1230–1231; French 2017: 90). Kokelj ja Burn (2005) totesivat havainnoissaan kasvillisuuden vaikuttavan maajään määrään, koska suuri osa maajäestä sijaitsee ikiroudan ylimmissä osissa lähempänä maanpintaa. Illisarvikissa O'Neill ja Burn (2012: 1103) havaitsivat maajääpitoisuuksien olevan merkittävästi korkeampia pensaskasvillisuuden alla kuin ruohikkoisilla alueilla. Toisaalta Raynoldsin

ja Walkerin (2008) mallissa jäärikas ikirouta yhdistyi kasvillisuuden vähenemiseen. Kasvillisuuden kanssa korreloineista tekijöistä sulamispäiväaste ja auringon säteilymäärä ovat yhteydessä eteläiseen sijaintiin ja lämpötilan nousuun (liite 2). Lämpötilan nousu on taas yhteydessä epäjatkuvan ikiroutan esiintymiseen. Kokonaisuutena kasvillisuuden ja orgaanisen aineksen paksuus lisääntyykin, kun siirrytään etelään (Kade ym. 2006: 287). Shurin ja Jorgensonin (2007) luokittelussa kasvillisuuden esiintyminen liitetäänkin ilmastovetoiseen ekosysteemin muokkaamaan luokkaan ja ikiroutaa säilyttäväksi tekijäksi. Tämä vaikutus voikin vähentää kesälämpötilan ja auringon säteilyn maaperää lämmittävän vaikutuksen havaitsemista ja korostaa kasvillisuuden merkitystä maajään määrää kasvattavana tekijänä. Karuimmilla alueilla, kuten Kanadan arktisessa saaristossa, kasvillisuus on niin vähäistä, ettei sillä ole vaikutusta maaperän lämpöoloihin. Kasvillisuuden monimuotoisen vaikutuksen pohjalta sen vaikutus maajään määrään voi olla todellisuudessa lineaarista monimuotoisempi. Jatkuvan ikiroutan ilmastovetoisuuden takia kasvillisuuden vaikutus voi olla riippuvainen sijainnista, koska epäjatkuva ikirouta voi korostaa sen vaikutusta maajäähän.

Maaperän sedimenttien raekoon merkitys maaperän jäätymiselle ja kosteuden liikkeelle tuli esille jo teoriaosuudessa (French & Shur 2010: 192; Ballantyne 2018: 32). Hienojakoiset sedimentit, etenkin siltit, ovat erityisen hyviä kosteuden pidättämisessä maaperässä, kun karkeista sedimenteistä kosteus kulkeutuu läpi tehokkaasti. Sedimenttien kasautumisen ja maajään välillä oleva yhteys on todettu Dredgen ym. (1999: 1235) osalta. Mallien tuloksista hienojakoisten sedimenttien positiivinen lineaarinen vaikutus tuntuukin uskottavalta tämän pohjalta. Hienojakoisia silttejä ja savia esiintyy varsinkin rannikoilla muun muassa merellisinä ja lakustrisina kerrostumina. Couturen ja Pollardin (2017) sekä Morsen ym. (2009) havainnot tukevat vesistöjen kerrostaman maa-aineksen ja sedimenttien raekoon sekä maajään määrän yhteyttä. Karkearakeisten merellisten sedimenttien havaittiin omaavan selkeästi alhaisemman volumetrinen jäämäärän kuin hienorakeisten lakustristen sedimenttien. Tämänkään osalta gravimetrinen mallin osoittama karkeiden sedimenttien yhteys maajään määrään ei ole odotetun kaltainen. Vaikka karkeat sedimentit eivät ole otollisia segregoituneen tai huokosjään syntymiselle, voi niihin muodostua jäätä huokosjään purkautuessa, intrusiivisena jäänä tai jäämassiivina (French 2017: 122–123). Jääkiilojen tai pingojen

esiintyminen ja niiden suuret gravimetriset jäämäärät voivatkin vaikuttaa karkeiden sedimenttien käyttäytymiseen mallissa, jos niitä esiintyy samoilla alueilla.

Eloperäisten maalajien ja orgaanisen aineksen maajäätä lisäävä vaikutus perustuu niiden lämpöominaisuuksiin (Harris ym. 2017: 10, 12). Kuiva orgaaninen aines johtaa lämpöä erittäin heikosti ja vähentää maaperän kokemaa sulamista kesäisin. Syksyisin kosteuden kyllästämänä sen alhainen tiheys mahdollistaa huokostilan täyttymisen jäästä, jolloin orgaanisen aineksen lämmönjohtavuus nousee huomattavasti. Tällöin maaperän lämpötila pääsee laskemaan alhaisemmaksi kuin alueilla ilman turvetta tai sammalpeitettä (French 2017: 156). Turvemaihin on yhteydessä jäämassiiveihin laskettavien pingojen ja palsojen esiintyminen. Tähän perustuu myös Williamsin ja Burns (1996) tekemät havainnot epäjatkuvan ikiroudan esiintymisen yhteydestä orgaanisen kerroksen paksuuteen. Myös Morse ym. (2009: 165–167) havaitsivat, että gravimetrinen jäämäärä nousi ikiroudan ylimmissä kerroksissa, kun orgaanista ainesta esiintyi. Samasta syystä jäärikasta ikiroutaa voi esiintyä etelässä satunnaisilla alueilla, vaikka ilmasto lämpenee. Tämä seuraisi Shurin ja Jorgensonin (2007) mainitseman ilmastovetoisen ekosysteemin suojeleman ympäristön luokitusta (Smith & Riseborough 1996: 308; Kanevskiy 2013b: 7). Orgaanisen aineksen positiivisen lineaarisen vaikutuksen maajään määrään voikin selittää sen kyvyllä ylläpitää maajään esiintymiselle sopivia olosuhteita. Yhteyttä voi olla myös runsaasti kosteutta sisältävällä ympäristöllä, kuten kosteikoilla ja soilla, joiden muodostumista orgaanisen aineksen kasautuminen voi edistää.

Lämpötilan vaikutusta kuvaavat selittäjät olivat esillä molemmissa malleissa. Myös niiden vaikutukset maajään määrään olivat yhtenevät, kun molemmissa matalampien lämpötilojen havaittiin lisäävän maajään määrää. Tätä yhteyttä tukee kummassakin aineistossa havaittu voimakas negatiivinen korrelaatio vuotuisen keskilämpötilan ja talven lämpötilojen välillä (liite 2 ja liite 3). Jatkuvan ikiroudan alueella ilmasto on pidettykin hallitsevana tekijänä ikiroudan esiintymisessä ja muodostumisessa (Harris ym. 2017: 85). Jäätymispäiväasteen ja vuotuisen keskilämpötilan päätyminen malliin kesälämpötilojen sijaan tarkoittaisi talven lämpötilalla ja pituudella olevan kesälämpötiloja suurempi merkitys maajään määrään. Volumetrisessa mallissa talvilämpötilalla oli vahvaa negatiivista korrelaatiota vuotuisen keskilämpötilan ja -sadannan lisäksi vesisateen määrän sekä auringon säteilyn kanssa. Talven lämpötilojen vaikutus esiintyy lineaarisesti kasvavana, mikä osoittaisi talven pituuden ja matalampien

lämpötilojen merkitystä maajäätä edistävänä tekijänä. Tätä tukee vuotuisen keskilämpötilan kasvun lineaarinen negatiivinen vaikutus maajään määrään. Tutkimuksissa talvilämpötilojen merkityksen ovat osoittaneet Etzelmüllerin ym. (2011: 74) sekä Karjalaisen ym. (2019: 698–699) tekemät havainnot, joissa talven lämpötilojen todetaan olevan kesälämpötiloja merkittävämpi tekijä ikeiroudan lämpötilalle. Talvilämpötilojen positiivista vaikutusta kesälämpötilojen sijaan tukee myös Karjalaisen ym. (2020) toteamus kesälämpötilojen noususta pingoien ja jääkiilojen määrää vähentävänä tekijänä. Näiden esiintyminen on vahvasti yhteydessä kylmään ilmastoon ja jatkuvaan ikeiroutaan. Osin talvilämpötilojen yhteys maajään kasvuun voikin johtua aktiivisesta jääkiilojen sekä segrekoituneen ja aggradaatiojään muodostumisesta tai jääkiilojen laajasta esiintymisestä jatkuvan ikeiroudan alueella (Jorgenson ym. 2008: 121). Huomioitava on kuitenkin, että arktisella aavikolla maajään määrät voivat olla alhaisia johtuen vähäisestä kosteudesta. Lineaarisen suhteen sijaan todellisuudessa talvilämpötilojen vaikutus voisi tasaantua tai vähentyä suurimmilla arvoilla, mikä kompensoisi vähenevän kosteuden määrää (French 2017:151, 153). Lähtökohtaisesti ilman lämpötilaa voidaanakin pitää maaperän jäätyminen mahdollistavana tekijänä, mutta ei yksistään maajään määrää määrittävänä tekijänä.

Lumen määrä on yksi merkittävimmistä maaperän lämpötilaan vaikuttavista tekijöistä (Mackay & MacKay 1974). Lähtökohtaisesti suurempi sadanta on yhteydessä eteläisempään sijaintiin ja merelliseen ilmastoon. Talvisin lumikerroksen paksuuden kasvaminen toimii maaperää eristävänä tekijänä, mutta sen vaikutus on lisäksi yhteydessä vuodenaikaan (Ishikawa 2003: 105–106). Aikaisin syksyllä saapuva ja keväällä sulava lumipeite nostavat maaperän lämpötilaa. Myöhään saapuva, tai ohut, lumipeite syksyllä altistaa maaperän matalille lämpötiloille, kun myöhään keväälle säilyvä peite viivyyttää maaperän sulamista (Ling & Zhang 2003: 146). Muun muassa Hinkel ja Hurd (2006), O'Neill ja Burn (2017) sekä Jafarov ym. (2018) havaitsivat maaperän lämpötilan nousua ja talikien muodostumista lumiaitojen yhteydessä, myös Jorgenson ym. (2010: 1230) sekä Biskaborn ym. (2019) totesivat maaperän lämpötilan laskevan lumikerroksen paksuuden vähentyessä. Mallissa havaitun vuotuisen lumisateen kasvun negatiivinen vaikutus maajään määrään olisikin tämän pohjalta selitettävissä. Lumen kasaantumiseen vaikuttaa kuitenkin paikallinen topografia, syvennysten ja suojapuolen rinteiden kerätessä enemmän lunta kuin koholla olevien alueiden (Mackay & MacKay 1974: 293; French

2017: 90). Keväällä lumen sulamisesta, sekä sadannasta, tuleva kosteus voivat lisätä maajään sulamista kostean maaperän johtaessa lämpöä kuivaa paremmin (Harris ym. 2017: 93).

Mallin ulkopuolelle jääneistä selittävästä tekijöistä vaikutusta maajään esiintymiseen ja maaperän lämpötilaan on todettu olevan topografisella kosteusindeksillä ja vesistöjen peittävyydellä. Morse ym. (2009) havaitsivat gravimetrisen maajäämäärän kasvavan rinteiden juurella, missä veden kerääntyminen on mahdollista. Illisarvikissa, Mackenzien deltalla Kanadan arktisella rannikolla sijaitsevilla tyhjentyneillä järvillä ja ympäröivässä tundrassa suoritetussa tutkimuksessa, O'Neill ja Burn (2012: 1103) määrittivät merkittävimmäksi maajään määrää kasvattavaksi tekijäksi maaperän kosteuden ja toiseksi sedimenttien raekoon, erityisesti siltin määrän. Oleellisena pidetään aktiivikerroksessa sulamiskauden päätteeksi olevaa kosteuden määrää, joka jäätyessä ja ikiroutatason noustessa voi jäädä aggradaatiojääksi. Topografisen kosteusindeksin ja maaperässä olevan veden määrän merkitystä tukee myös Gilbertin ym. (2016: 380) toteamus suuria jäämääriä voidessa muodostua, minne tahansa missä jäätymistaso kohtaa tarpeeksi suuren pohjavesimuodostuman. Tämä vaikutus voi kuitenkin olla merkittävämpi maajään paikallisessa vaihtelussa, jonka takia sen vaikutus vähenee laajempia alueita mallintaessa. Vesistöjen vaikutusta tukisi Jorgensonin ym. (2010: 1229–1230) tutkimus, jossa seisova vesi havaittiin merkittävimmäksi maaperän lämpötilaa nostavaksi tekijäksi. Tämä johtuu vesistöjen hyvästä lämmönvarauskyvystä, minkä vaikutuksesta isojen sulana pysyvien järvien ja jokien ympärillä maaperäkin pysyy sulana, jolloin niiden alla esiintyy talikeja (Ballantyne 2018: 49).

Jatkuvassa ikiroudassa lähtökohtaiset jäätymiseen vaikuttavat tekijät ovat alhainen lämpötila ja sedimentin raekoko. Pääasiassa näillä alueilla maajää koostuu aggradaatiojäästä, jääkiiloista sekä segrekoituneesta- ja huokosjäästä (French & Shur 2010: 192). Samalla se on ainut alue, missä maajään muodostuminen voi yhä olla aktiivista. Jäärikkaan kerroksen muodostuminen vaatii ikiroutatason pysymisen vakaana, jotta jäätä ehtii muodostua. Tällöin nopea sedimentaatio ja ikiroutatason nousu on yhdistettävissä alhaiseen jäämäärään. Jäätymisen alettua kasvillisuuden muodostuminen hidastaa maaperän lämpötilan laskua, mikä vaikuttaa jäärikkaan muunnosvyöhykkeen syntyyn (Kokelj & Burn 2003: 285; Shur & Jorgenson 2007: 11–12; Kanevskiy ym. 2013a: 64–65). Kanevskiy ym. (2013a: 69) mainitsivatkin aggradaatiojään ja orgaanisen

aineksen kasautumisen olevan seurausta kylmän ilmaston, tasaisen topografian, hienojakoisen maa-aineksen ja ajan vaikutuksesta. Yhteneväisyyksiä yllä mainituista tekijöistä voi löytää jäärikkaan jedoman muodostumiseen. Tänä päivänä jedomalle tyypillinen ympäristö on laajalti suhteellisen tasainen ja omaa alhaisen hydrologisen gradientin. Samalla sillä on yhteys historialliseen kylmään ilmastoon ja hienojakoisten sedimenttien kasautumiseen (Schirrmeister ym. 2013: 545).

Kokonaisuutena malleihin päätyneille selittävillä tekijöillä sekä niiden yhteydelle maajään määrään löytyy selvä teoreettinen pohja. Volumetrinen maajään käyttöä tukee sen käyttö Couturen ja Pollardin (2017) mallinnuksessa. Laajempien alueiden maajään kartoitusta on tehty Alaskassa Jorgensonin ym. (2008) toimesta alueen ilmaston ja sedimenttien raekoon vaihtelun avulla. Kanadassa O'Neill ym. (2019) kartoittivat maajään esiintymistä sedimenttien historiallisen kasautumisen ja raekoon pohjalta. Raekoon ohessa käytössä oli sedimenttien ikä sekä kerrostumistapa. Näiden kartoitusten perustuminen ilmastoon ja sedimenttien raekokoon tukisi selittäjien toimintaa myös maajäämäärää mallintaessa. Kummassakaan tutkimuksessa ei kuitenkaan ollut pyrkimyksenä ennustaa tarkkaa maajään määrää, vaan maajään määrä esitettiin luokitellulla asteikolla. Kanadaan luotu kartta keskittyi kuvaamaan maajään esiintymiselle alttiimpia alueita (O'Neill ym. 2019), Alaskaan luodun kartan jakaessa alueet maajääpitoisuuksien mukaan (Jorgenson ym. 2008). Couturen ja Pollardin (2017: 539–540) sekä Morsen ym. (2009) havainnoissa maa-aineksen kerrostumistapa oli yhteydessä maajään määrään. Muodostumien iän vaikutus maajään määrään on todettu Kanevskiyn ym. (2013A: 69) sekä Bockheimin ja Hinkelien (2012) toimesta. Molemmissa tutkimuksissa maajääpitoisuuden havaittiin olevan suurempi vanhemmissa kuin nuoremmassa sedimenteissä.

7.2 MAAJÄÄN MÄÄRÄÄ SELITTÄVIEN MALLIEN VERTAILU

Kalibroituun malliin gravimetrisella aineistolla päätyivät vuotuinen lumen sadanta, NDVI, SOCC, karkeiden sedimenttien määrä ja vuotuinen keskilämpötila. Volumetrisella aineistolla ainoat muuttujat olivat FDD ja hienojakoisten sedimenttien määrä. Molemmat mallit sisälsivät tekijän lämpötilan sekä sedimenttien raekoon kuvaamiseen, vaikka

muuttujat eivät itsessään olleet samat. Selittäjien suhde maajään määrään oli uskottava muiden kuin karkeiden sedimenttien kohdalla, jonka vaikutus oli lähes päinvastainen teoriaan verrattuna. Volumetrisen mallin molempien muuttujien yhteys vasteeseen oli positiivinen ja lineaarinen. Hienojakoisten sedimenttien määrän vaikutus oli hieman voimakkaampi (kuva 14). Gravimetrisessä mallissa muiden paitsi ilmastollisten tekijöiden vaikutus esiintyi vasteen määrää nostaten (kuva 11). Lineaarinen suhde havaittiin kaikkien selittäjien kohdalla. Suuremmasta selittävien muuttujien määrästä huolimatta gravimetrisen mallin selitysaste jäi alhaiseksi ja volumetrista mallia pienemmäksi. Molempien mallien residuaalien normaalijakautumisen pohjalta ne sopivat kuitenkin aineistoon.

MAE ja RMSE arvoja laskettaessa pienemmät arvot ovat merkki mallin paremmasta ennustuskyvystä. Mallin kalibroinnin ja arvioinnin kohdalla, toisiaan lähellä olevat MAE ja RMSE tarkoittaisivat mallin vakaata toimintaa ja parempaa yleistettävyyttä (Dodd ym. 2006: 80; Guha ym. 2006: 9). Gravimetrisellä aineistolla MAE ja RMSE olivat kohtalaisen lähellä toisiaan, mutta saivat suhteellisen suuria arvoja. Alhainen selitysaste voi olla merkki puutteellisesta mallista. Tämä voi johtua jonkin merkittävämmän selittäjän uupumisesta mallista tai mallissa olevien selittäjien alhaisesta selityskyvystä. Morsen ym. (2009), O'Neillin ja Burnin (2012) sekä Jorgensonin ym. (2010) pohjalta, esimerkiksi TWI:llä ja vesistöpeittävyydellä olisi selkeä teoriaan pohjautuva vaikutus maajään määrään. Koska mallin kalibrointi suoritettiin koko aineiston pohjalta, oli ristiinvalidoinnilla havaittava suurempi ennustevirhe odotettavissa. MAE sekä RMSE arvojen väliset erot olivat yhtä suuret molemmissa arviointitavoissa. RMSE:n saamaan suurempaan arvoon vaikuttaa sen alttius ääriarvojen esiintymiselle (Chai & Draxler 2014: 1249). Alhaiseen selitysasteeseen liitettynä ennustevirheiden suuret arvot kertovat, ettei malli kykene ennustamaan maajään määrää erityisen tarkasti. Gravimetrisen mallin heikko ennustuskky tuleekin esille ennusteiden ja havaintojen välisistä hajontakuvioista (kuva 13). Kuvasta 13 on nähtävissä, että malli ei kykene ennustamaan ääriarvoja. Ennustettujen arvojen jakautumisesta on selvästi nähtävissä, ettei malli onnistu tuottamaan maajääarvoja, jotka ovat alle 40 % tai yli 120 %. Myös suurten todellisten maajääarvojen, yli 150 %, kohdalla ennusteiden hajonta on huomattavaa. Ääriarvojen kohdalla tapahtuva virhe ennusteessa voi nostaa huomattavasti ennustevirheen määrää (Mugume ym. 2016: 5), mikä voisi selittää gravimetrisen mallin saamat korkeammat

MAE ja RMSE arvot. Karkeiden sedimenttien määrän teorian ja korrelaation vastainen suhde vasteeseen voisi selittää mallin toiminnan epävarmuutta ääriarvojen kohdalla. Toisaalta mallin kokema epävarmuus voi olla seurausta maajään esiintymisen laajasta spatiaalisesta vaihtelusta, jota tukisi karkeiden sedimenttien teorian vastainen vaikutus.

Volumetrisessa aineistossa kalibroinnin ja ristiinvalidoinnin MAE sekä RMSE arvot ovat lähellä toisiaan. Ristiinvalidointi oli odotetustikin hieman heikompi ennusteiden onnistumisessa. Tältä pohjalta volumetrisen aineiston kohdalla mallin toiminta vaikuttaa selvästi vakaammalta ja uskottavammalta (Guha ym. 2006: 9). Alhaisempien ennustevirheiden arvoihin voi vaikuttaa volumetristen havaintojen saadessa arvoja ainoastaan nollan ja sadan väliltä, jolloin ääriarvot puuttuvat. Tämä voi vaikuttaa volumetrisen mallin pienempään ennustevirheeseen (Mugume ym. 2016: 5). Kuva 16 näyttää, että ennusteet onnistuvat kuvaamaan luonnossa esiintyviä arvoja huomattavasti gravimetristä mallia paremmin. Volumetrisella mallilla ennusteiden ja havaintojen välinen korrelaatiokin tukee sen huomattavasti parempaa onnistumista. Epätarkkuutta on havaittavissa ääriarvoja ennustaessa, kun todellisia arvoja esiintyy laajemmalla varianssilla, sekä ennusteiden paikoin laajassa hajonnassa. Gravimetrisen malliin verrattuna volumetrinen malli onnistuu kuitenkin paremmin niiden ennustamisessa. Pienemmillä arvoilla ennusteiden antamat arvot olivat korkeampia kuin todelliset arvot, suurilla arvoilla ennusteiden jäädessä pienemmiksi. Etenkin alhaisimmilla ennusteiden arvoilla hajonta todellisten arvojen kanssa oli laajaa.

7.3 VIRHELÄHTEET

Maajää on ilmiö, joka omaa suurta vaihtelua paikallisella spatiaalisella tasolla. Tämä herättää kysymyksen, onko neliökilometrin ruutukoko tarpeeksi tarkka paikallisten ympäristöolojen kuvaamiseen. Wangin ym. (2019) havainnot maajään esiintymisestä kahdessa kohteessa esittää paikallisten mikrotopografisten olosuhteiden olevan suuren skaalan ympäristötekijöitä merkittävämpiä tekijöitä maajään jakautumisessa. Paikalliset pienet vaihtelut topografiassa tai kasvillisuudessa voivat vaikuttaa merkittävästi maajään määrään, mutta jäädä suuren resoluution takia huomaamatta. Yksittäisiä näytteitä analysoitaessa neliökilometrin ruutukoko ei välttämättä vastaa näytteenottoaikan

olosuhteita (Hjort ym. 2010: 352). Myös laajan alueen maajäämäärän arviointi yksittäisten näytteiden pohjalta voi tuoda epätarkkuutta. Ongelmaa vähentää, jos maajäämäärän keskiarvo pystytään laskemaan usean alueelta otetun näytteen pohjalta, jolloin jäämääräkin kuvaa todenmukaisemmin vallitsevia olosuhteita (French 2017: 118–119).

Käytössä oleva aineisto on kerätty useista eri lähteistä, jolloin virhettä on voinut tulla muun muassa koordinaattien tarkentamisessa tai maajäämäärien taulukoinnissa. Oman haasteensa aineiston kattavuuteen tuo tutkimusalueen laajuus ja sen myötä tuleva alueellinen monimuotoisuus. Pohjoisen ikirouta-alueen laajuuden takia kenttätutkimuksilla ei pystytä kattamaan koko aluetta. Tällöin kairaukset voivat kohdistua lähtökohtaisesti maajäälle suotuisiin tai muutoin helposti saavutettaville alueille, jolloin havaintojen alueellinen kattavuus ja erilaisuus jäävät alhaiseksi (Angelopoulos ym. 2013: 22). Gilbert ym. (2016: 377–378) on havainnollistanut kenttätutkimusten keskittymistä maajäälle suotuisiin kohteisiin, esimerkiksi Mackenzien ja Lenan deltalle samalla kun laajat alueet Siperian sisäosissa ovat vailla tutkimustietoa. Tämän tutkielman osalta havaintojen keskittyneisyys on nähtävillä myös kuvassa 9. Maajäämäärän mallintamisen osalta tämä voi vaikeuttaa sen määrää vähentävien tekijöiden tulkintaa. Koska suoritetuilla kairauksilla ei ole ennalta määrättyä vakiosyvyyttä, vaikuttaa se havaittuun maajään määrään. Maajään määrä on korkeimmillaan ikiroudan ylimmissä kerroksissa (Couture & Pollard 2017: 539, 541), jolloin syvemmältä otettu näyte voi antaa alhaisempia arvoja. Lähempää maanpintaa otetut näytteet taas voivat johtaa kasvaneeseen maajään määrään. Vaikuttava tekijä on myös jäämassiivien esiintyminen kairauksessa, mikä etenkin gravimetrisen jäämäärän yhteydessä korottaa merkittävästi maaperän jääpitoisuutta vaikeuttaen selittäjien tulkintaa. Näytteiden edustavuutta on pyritty parantamaan laskemalla painotettu keskiarvo, kun se on ollut mahdollista, sekä poistamalla mahdolliset jäämassiivit mallinnuksesta. Tutkimuksien keskittyminen erikseen jäämassiivien, -kiilojen tai pingojen esiintymiseen voi osaltaan tehostaa mallintamista myös näiden esiintymien kohdalla. Havaintojen kokoamisessa käytetyllä ajanjaksolla ei sen sijaan ole vaikutusta, koska ikirouta ja maajää ovat muodostuneet tuhansien vuosien aikana ja olosuhteissa tapahtuvat muutokset näkyvät niissä viiveellä (Gilbert ym. 2016: 377–378).

Mallinnusta suorittaessa pieni aineisto korostaa yksittäisten havaintojen merkitystä, minkä vaikutus voi näkyä voimakkaammin gravimetrisen mallin toiminnassa. Näin monimuotoista ilmiötä mallintaessa kattavampi aineisto parantaisi todennäköisesti mallien ennustuskkyä (Hjort & Marmion 2008). Vaikka malliin valittavat muuttujat valitaan teorian ja tilastollisten analyysien pohjalta, on tutkijalla vaikutusta niiden lopulliseen valintaan. Malleja tehdessä mitään muuttujia ei suljettu ennalta pois ja kalibrointi suoritettiin eri tavoin lopullista mallia valitessa virheen mahdollisuuden pienentämiseksi.

Malliin päätyneiden muuttujien osalta ei ole varmuutta vaikuttaako havaintojen jakautuminen jatkuvan, epäjatkuvan ja satunnaisten ikeroudan alueelle. Ilmaston merkityksen väheneminen etelämpänä ja kasvillisuuden sekä paikallisten olosuhteiden merkityksen kasvaminen epäjatkuvasa ja satunnaisessa ikeroudassa voi sekoittaa selittäjien yhteyttä maajään määrään (Shur & Jorgenson 2007). Tällöin parhaan tarkkuuden saavuttamiseksi voisi jatkuvan ikeroudan jakaa omaksi mallikseen ja epäjatkuvan omakseen. Käytettäviin muuttujiin yhdistyvään epävarmuuteen liittyy myös maajään muodostuminen vuosikymmenten ja -satojen aikana. Havaittu maajää voi esiintyä hienojakoisessa sedimentissä, vaikka maanpinnalla olisi karkearakeisia sedimenttejä. Tämän vuoksi maajään muodostuminen on voinut tapahtua eri olosuhteissa, eivätkä nykyiset tiedot kuvastaisi oikein maajään esiintymistä. Sedimenttien iän ja historiallisen kasautumistavan hyödynnyks voisi auttaa suurille maajäämäärille alttiiden alueiden havaitsemista, samoin kuin vaikuttaneiden ilmasto-olojen tietäminen (O'Neill ym. 2019).

8. JOHTOPÄÄTÖKSET

Maajään esiintyminen on hyvin paikallinen ilmiö ja sen määrä voi vaihdella merkittävästikin pienen alueen sisällä. Samoin sen määrään vaikuttavat vahvasti paikalliset olosuhteet, mikrotopografia ja maaperän kosteusolot, jotka voivat kokea merkittävää vaihtelua metrienkin välillä. Ilmiön laajan vaihtelun takia tutkimuksessa saatuja tuloksia tuleekin tulkita varauksella.

Vastauksena ensimmäiseen tutkimuskysymyksen, parhaiten maajään määrää selittäviä tekijöitä olisivat sedimenttien raekoko, ilmasto, vuotuinen lumisade ja kasvillisuuden sekä orgaanisen aineksen määrä. Näistä kolmen viimeksi mainitun tekijän taustalla on niiden vaikutus lämmön kulkeutumiseen maaperään, kun ilman lämpötila ja sedimenttien raekoko vaikuttavat maaperän kykyyn pidättää kosteutta ja alttiuteen jäätymiselle. Yksittäisistä selittäjistä merkittävimpiä olivat ympäristön ja maaperän olosuhteita kuvanneet muuttujat. Maajään määrän vaihtelun osalta tämä osoittaisi jäätymiselle alttiin maaperän sekä paikallisten ympäristöolojen merkitystä maajään säilymisessä ja muodostumisessa. Vaihtelevien olosuhteiden takia eri tekijöiden merkitys voi kuitenkin vaihdella riippuen, kuuluuko se jatkuvaan vai epäjatkuvaan ikeroutaan. Toisen tutkimuskysymyksen kohdalla maajään sirkumpolaarinen tilastollinen mallinnus vaikuttaa mahdolliselta. Huomioon ottaen varsin alhaisen havaintomäärän, volumetrinen mallin vakaa toiminta ja kohtalaisen pienet ennustevirheet tukisivat sen käyttöä sirkumpolaarisen mallin luonnissa. Gravimetrinen aineiston kohdalla ei maajään määrää onnistuttu yhtä luotettavasti ennustamaan, koska alhaisempi selitysaste ja suuremmat ennustevirheet osoittavat epävarmuutta mallin toiminnassa. Ensimmäisen oletuksen mukaisesti molemmissa malleissa oli mukana ilman lämpötilaa sekä sedimenttien raekokoa kuvaavat selittäjät. Myös volumetrinen mallin pohjautuminen näihin kahteen selittäjään tukee niiden merkittävää vaikutusta maajään määrään. Ilman lämpötilaa kuvaavien tekijöiden yhteys maajään määrään vastasi oletusta, mutta karkeiden sedimenttien raekoon kohdalla havaittu vaikutus ei kuitenkaan ollut odotetun kaltainen. Tähän on voinut vaikuttaa jonkin muun kuin segrekoituneen tai huokosjään esiintyminen. Karkeiden sedimenttien odotusten vastainen yhteys maajään määrään on voinut osaltaan vaikuttaa gravimetrinen mallin alhaisempaan selitysasteeseen ja suurempaan ennustevirheeseen. Näiden pohjalta oletus mallien yhtenevästä toiminnasta ei tässä tapauksessa toteutunut.

Jatkossa volumetrinen tai gravimetrinen maajäämäärän mallintamisen sijaan hyödyllisintä olisi pyrkiä käyttämään ylimääräisen jään määrää. Tällä tavoin maajään määrää maaperässä ja samalla sen sulamisen vaikutusta ympäristöön olisi suoraviivaista arvioida (Ballantyne 2018: 62). Tämän saavuttaminen vaatisi kuitenkin ylimääräisen jään mittaamisen yleistymistä tarpeeksi kattavan havaintoaineiston saamiseksi. Tarkkojen numeeristen arvioiden sijaan mahdollista olisi myös ennustaa maajään määrää luokittelun

pohjalta tai sen esiintymiselle alttiiden ympäristöjen kautta, kuten Kanadan (O'Neill ym. 2019) ja Alaskan (Jorgenson ym. 2008) maajääkarttojen kohdalla oli tehty. Lisäksi sedimenttien raekoon ohessa niiden kasautumistavan, iän sekä ilmastohistorian käyttö mallinnuksessa voisi lisätä kykyä arvioida maajään määrää.

Ikirouta-alueen laajuuden takia sirkumpolaarisen maajäämäärän ennustaminen on oleellista pyrittäessä selvittämään ilmastomuutoksen vaikutusta pohjoiseen ympäristöön. Pohjoisilla alueilla ilmastomuutos tulee vaikuttamaan lämpötilaan, lumisateen määrään sekä kasvillisuuteen, mitkä vaikuttavat maaperän lämpötilaan sekä maajään määrään (Bernard-Grand'Maison & Pollard 2018: 3591). Tämän tutkielman pohjalta ympäristötekijöiden yhteys maajään määrään on paremmin ymmärrettävissä. Samalla tämän yhteyden avulla pystytään paremmin arvioimaan, kuinka olosuhteiden muutos tulisi vaikuttamaan eri alueiden maajäämäärään, ja missä vaikutukset tulisivat olemaan suurimmillaan. Tulosten perusteella talven lyheneminen ja lämpötilan sekä lumisateen lisääntyminen vähentäisivät maajään määrää ja nostaisivat maaperän lämpötilaa. Samalla kasvillisuuden ja orgaanisen aineksen esiintyminen vähentäisi ikiroudan lämpötilan nousua ja maajään sulamista. Ikiroudan ja ympäristötekijöiden välisten monimutkaisten suhteiden takia maaperän sulamista ei kuitenkaan voi suoraviivaisesti arvioida. Tämän takia lisätutkimukset ovatkin tarpeellisia ilmiön laajemman ymmärryksen saamiseksi.

9. LÄHTEET

- Amodio, S., M. Aria & A. D'Ambrosio (2014). On concurvity in nonlinear and nonparametric regression models. *Statistica*, 74(1), 85-98.
- Anderson, D. M. (1971). *Remote Analysis of Planetary Water* (No. CRREL-SR-154). COLD REGIONS RESEARCH AND ENGINEERING LAB HANOVER NH, 13s.
- Angelopoulos, M. C., W. H. Pollard & N. J. Couture (2013). The application of CCR and GPR to characterize ground ice conditions at Parsons Lake, Northwest Territories. *Cold Regions Science and Technology*, 85, 22-33.
- Anisimov, O. & S. Reneva (2006). Permafrost and changing climate: the Russian perspective. *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, 35(4), 169-176.
- Arlot, S. & A. Celisse (2010). A survey of cross-validation procedures for model selection. *Statistics Surveys*, 4, 40-79.
- Associated Committee on Geotechnical Research (ACGR) (1988). Glossary of permafrost and related ground-ice terms. *Permafrost Subcommittee, National Research Council of Canada Technical Memorandum NO. 142, Ottawa*, 156.
- Astakhov, V. I., F. A. Kaplyanskaya & V. D. Tarnogradsky (1996). Pleistocene permafrost of West Siberia as a deformable glacier bed. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7(2), 165-191.
- Astakhov, V. (2004). Middle Pleistocene glaciations of the Russian north. *Quaternary Science Reviews*, 23(11-13), 1285-1311.
- Ballantyne, C. K. (2018). *Periglacial Geomorphology*. 472. s. John Wiley & Sons, Hoboken, NJ.
- Beschel, R. E. (1970). The diversity of tundra vegetation. *Proceedings of the Northern Circumpolar Lands*, 85-92.
- Bernard-Grand'Maison, C. & W. Pollard (2018). An estimate of ice wedge volume for a High Arctic polar desert environment, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island. *The Cryosphere*, 12(11), 3589-3604.
- Biskaborn, B. K., S. L. Smith, J. Noetzi, H. Matthes, G. Vieira, D. A. Streletskiy, P. Schoeneich, V. E. Romanovsky, A. G. Lewkowicz, A. Abramov, M. Allard, J. Boike, W. L. Cable, H. H. Christiansen, R. Delaloye, B. Diekmann, D. Drozdov, B. Etzel Müller, G. Grosse, M. Guglielmin, T. Ingeman-Nielsen, K. Isaksen, M. Ishikawa, M. Johansson, H. Johannsson, A. Joo, D. Kaverin, A. Kholodov, P. Konstantinov, T. Kröger, C. Lambiel, J-P Lanckman, D. Luo, G. Malkova, I. Meiklejohn, N. Moskalenko, M. Oliva, M. Phillips, M. Ramos, A. B. K. Sannel, D. Sergeev, C. Seybold, P. Skryabin, A. Vasiliev, Q. Wu, K. Yoshikawa, M. Zheleznyak & H. Lantuit (2019). Permafrost is warming at a global scale. *Nature Communications*, 10(1), 1-11.
- Bockheim, J. G. & K. M. Hinkel (2012). Accumulation of excess ground ice in an age sequence of drained thermokarst lake basins, arctic Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 23(3), 231-236.
- Boike, J., K. Roth & P. P. Overduin (1998). Thermal and hydrologic dynamics of the active layer at a continuous permafrost site (Taymyr Peninsula, Siberia). *Water Resources Research*, 34(3), 355-363.
- Bray, M. T., H. M. French & Y. Shur (2006). Further cryostratigraphic observations in the CRREL permafrost tunnel, Fox, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(3), 233-243.
- Brown, J., O. J. Ferrians, Jr., J. A. Heginbottom, and E. S. Melnikov (1998) revised February 2001. Circum-arctic map of permafrost and ground ice conditions. Boulder, CO: *National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology*. Digital media.

- Brown, R. J. E. (1966). Relation between mean annual air and ground temperatures in the permafrost region of Canada. *Permafrost International Conference: Proceedings*, 1287, 241-246.
- Burn, D. H., J. M. Buttle, D. Caissie, G. MacCulloch, C. Spence & K. Stahl (2008). The processes, patterns and impacts of low flows across Canada. *Canadian Water Resources Journal*, 33(2), 107-124.
- Cardyn, R., I. D. Clark, D. Lacelle, B. Lauriol, C. Zdanowicz & F. Calmels (2007). Molar gas ratios of air entrapped in ice: A new tool to determine the origin of relict massive ground ice bodies in permafrost. *Quaternary Research*, 68(2), 239-248.
- Chai, T. & R. R. Draxler (2014). Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE)?—Arguments against avoiding RMSE in the literature. *Geoscientific Model Development*, 7(3), 1247-1250.
- Coulombe, S., D. Fortier, Y. Shur, M. Kanevskiy & D. Lacelle (2015). Cryofacies and cryostructures of massive ice found on Bylot Island, Nunavut. *Proceedings GeoQuébec*.
- Couture, N. J. & W. H. Pollard (2017). A Model for Quantifying Ground-Ice Volume, Yukon Coast, Western Arctic Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(3), 534-542.
- Danielson, J. J., & D. B. Gesch (2011). *Global multi-resolution terrain elevation data 2010 (GMTED2010)*. 26 s. US Department of the Interior, US Geological Survey, Reston, Virginia.
- Demidov, N., S. Wetterich, S. Verkulich, A. Ekaykin, H. Meyer, M. Anisimov, L. Schirrmeister, V. Demidov & A. J. Hodson (2019). Pingo development in Grøndalen, West Spitsbergen. *The Cryosphere Discussions*.
- De Pascale, G. P., W. H. Pollard & K. K. Williams (2008). Geophysical mapping of ground ice using a combination of capacitive coupled resistivity and ground-penetrating radar, Northwest Territories, Canada. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 113(F2).
- de Winter, J. C., S. D. Gosling & J. Potter (2016). Comparing the Pearson and Spearman correlation coefficients across distributions and sample sizes: A tutorial using simulations and empirical data. *Psychological Methods*, 21(3), 273-290.
- Didan, K. (2015). *MOD13A2 MODIS/Terra Vegetation Indices 16-Day L3 Global 1km SIN Grid V006*. NASA EOSDIS Land Processes DAAC.
- Dobinski, W. (2006). Ice and environment: A terminological discussion. *Earth-Science Reviews*, 79(3-4), 229-240.
- Dobinski, W. (2011). Permafrost. *Earth-Science Reviews*, 108(3-4), 158-169.
- Dodd, S., A. Bassi, K. Bodger & P. Williamson (2006). A comparison of multivariable regression models to analyse cost data. *Journal of Evaluation in Clinical Practice*, 12(1), 76-86.
- Dredge, L. A., D. E. Kerr & S. A. Wolfe (1999). Surficial materials and related ground ice conditions, Slave Province, NWT, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36(7), 1227-1238.
- Etzelmüller, B., T. V. Schuler, K. Isaksen, H. H. Christiansen, H. Farbrøt & R. Benestad (2011). Modeling the temperature evolution of Svalbard permafrost during the 20th and 21st century. *The Cryosphere*, 5(1), 67-79.
- Flerchinger, G. N., G. A. Lehrs & D. K. McCool (2005). Freezing and thawing processes. *Encyclopedia of Soils in the Environment*, 104-110.
- Fortier, D., M. Kanevskiy & Y. Shur (2008). Genesis of reticulate-chaotic cryostructure in permafrost. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*, Alaska Fairbanks, 1, 451-456.
- Fotiev, S. M. (2015). Genesis and mechanism of formation of repeated-intrusive massive ice layers. *Earth Cryosphere*, 19(1), 27-36.
- Fritz, M., S. Wetterich, H. Meyer, L. Schirrmeister, H. Lantuit & W.H. Pollard (2011). Origin and characteristics of massive ground ice on Herschel Island (western Canadian Arctic) as

- revealed by stable water isotope and hydrochemical signatures. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(1), 26-38.
- French, H. M. (1998). An appraisal of cryostratigraphy in north-west Arctic Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9(4), 297-312.
- French, H. M. (2017). *The periglacial environment*. 4. p. 544 s. John Wiley & Sons, Hoboken, NJ.
- French, H. & Y. Shur (2010). The principles of cryostratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 101(3-4), 190-206.
- Gilbert, G. L., M. Kanevskiy & J. B. Murton (2016). Recent advances (2008–2015) in the study of ground ice and cryostratigraphy. *Permafrost and Periglacial Processes*, 27(4), 377-389.
- Grosse, G., V. Romanovsky, T. Jorgenson, K. W. Anthony, J. Brown & P. P. Overduin (2011). Vulnerability and feedbacks of permafrost to climate change. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 92(9), 73-74.
- Grosse, G., J. E. Robinson, R. Bryant, M. D. Taylor, W. Harper, A. DeMasi, E. Kyker-Snowman, A. Veremeeva, L. Schirrmeister & J. Harden (2013). Distribution of late Pleistocene ice-rich syngenetic permafrost of the Yedoma Suite in east and central Siberia, Russia. *US Geological Survey Open File Report*, 1078, 1-37.
- Guha, R., J. R. Serra & P. C. Jurs (2004). Generation of QSAR sets with a self-organizing map. *Journal of Molecular Graphics and Modelling*, 23(1), 1-14.
- Guisan, A., T. C. Edwards Jr, & T. Hastie (2002). Generalized linear and generalized additive models in studies of species distributions: setting the scene. *Ecological Modelling*, 157(2-3), 89-100.
- Gurney, S. D. (1998). Aspects of the genesis and geomorphology of pingos: perennial permafrost mounds. *Progress in Physical Geography*, 22(3), 307-324.
- Hansson, K., J. Šimůnek, M. Mizoguchi, L. C. Lundin & M. T. Van Genuchten (2004). Water flow and heat transport in frozen soil. *Vadose Zone Journal*, 3(2), 693-704.
- Harris, S. A., A. Brouchkov & C. Guodong (2017). *Geocryology: Characteristics and Use of Frozen Ground and Permafrost Landforms*. 766 s. CRC Press, Boca Raton, Florida.
- Henderson, A. R. (2006). Testing experimental data for univariate normality. *Clinica Chimica Acta*, 366(1-2), 112-129.
- Hengl, T., J. Mendes de Jesus, G. B. Heuvelink, M. Ruiperez Gonzalez, M. Kilibarda, A. Blagoić, W. Shanguan, M. N. Wright, X. Geng, B. Bauer-Marschallinger, R. Vargas, R. A. MacMillan, N. H. Batjes, J. G. B. Leenaars, E. Ribeiro, I. Wheeler, S. Mantel, B. Kempen & M. A. Guevara (2017). SoilGrids250m: Global gridded soil information based on machine learning. *PLoS One*, 12(2), e0169748.
- Hermansson, Å., R. Charlier, F. Collin, S. Erlingsson, L. Laloui & M. Sršen (2009). Heat transfer in soils. In *Water in Road Structures*, 69-79. Springer, Dordrecht.
- Hijmans, R. J., S. E. Cameron, J. L. Parra, P. G. Jones & A. Jarvis (2005). Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 25(15), 1965-1978.
- Hinkel, K. M. & J. K. Hurd Jr (2006). Permafrost destabilization and thermokarst following snow fence installation, Barrow, Alaska, USA. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 38(4), 530-539.
- Hjort, J., & M. Marmion (2008). Effects of sample size on the accuracy of geomorphological models. *Geomorphology*, 102(3-4), 341-350.
- Hjort, J., B. Etzelmüller & J. Tolgensbakk (2010). Effects of scale and data source in periglacial distribution modelling in a high arctic environment, western Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(4), 345-354.
- Hjort, J., O. Karjalainen, J. Aalto, S. Westermann, V. E. Romanovsky, F. E. Nelson, B. Etzelmüller & M. Luoto (2018). Degrading permafrost puts Arctic infrastructure at risk by mid-century. *Nature Communications*, 9(1), 1-9.

- Hugelius, G., J. G. Bockheim, P. Camill, B. Elberling, G. Grosse, J. W. Harden, K. Johnson, T. Jorgenson, C. D. Koven, P. Kuhry, G. Michaelson, U. Mishra, J. Palmtag, C. -L. Ping, J. O'Donnell, L. Schirrmeister, E. A. G. Schuur, Y. Sheng, L. C. Smith, J. Strauss & Z. Yu (2013). A new data set for estimating organic carbon storage to 3 m depth in soils of the northern circumpolar permafrost region. *Earth Systems Science Data*, 5(2), 393–402, <https://doi.org/10.5194/essd-5-393-2013>.
- Hugelius, G., J. Strauss, S. Zubrzycki, J. W. Harden, E. A. G. Schuur, C. L. Ping, L. Schirrmeister, G. Grosse, G. J. Michaelson, C. D. Koven, B. Elberling, U. Mishra, P. Camill, Z. Yu, J. Palmtag, P. Kuhry & J. A. O'Donnell (2014). Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps. *Biogeosciences*, 11, 6573-6593.
- Ishikawa, M. (2003). Thermal regimes at the snow–ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology*, 52(1-2), 105-120.
- Jafarov, E. E., E. T. Coon, D. R. Harp, C. J. Wilson, S. L. Painter, A. L. Atchley & V. E. Romanovsky (2018). Modeling the role of preferential snow accumulation in through talik development and hillslope groundwater flow in a transitional permafrost landscape. *Environmental Research Letters*, 13(10), 105006.
- Jin-sheng, Z., Z. Guo-qing, Z. Qi, L. Zhi-qiang & Z. Guang-si (2009). Experimental research on evolving rules of segregation ice in artificial frozen soil. *Procedia Earth and Planetary Science*, 1(1), 544-549.
- Jorgenson, M. T., Y. L. Shur & E. R. Pullman (2006). Abrupt increase in permafrost degradation in Arctic Alaska. *Geophysical Research Letters*, 33(2).
- Jorgenson, M. T., K. Yoshikawa, M. Kanevskiy, Y. Shur, V. Romanovsky, S. Marchenko, G. Grosse, J. Brown & B. Jones (2008). Permafrost characteristics of Alaska. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 3, 121-122.
- Jorgenson, M. T., V. Romanovsky, J. Harden, Y. Shur, J. O'Donnell, E. A. Schuur, M. Kanevskiy & S. Marchenko (2010). Resilience and vulnerability of permafrost to climate change. *Canadian Journal of Forest Research*, 40(7), 1219-1236.
- Kade, A., V. E. Romanovsky, & D. A. Walker (2006). The n-factor of nonsorted circles along a climate gradient in Arctic Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(4), 279-289.
- Kane, D. L., K. M. Hinkel, D. J. Goering, L. D. Hinzman & S. I. Outcalt (2001). Non-conductive heat transfer associated with frozen soils. *Global and Planetary Change*, 29(3-4), 275-292.
- Kanevskiy, M., Y. Shur, D. Fortier, M. T. Jorgenson & E. Stephani (2011). Cryostratigraphy of late Pleistocene syngenetic permafrost (yedoma) in northern Alaska, Ikillik River exposure. *Quaternary Research*, 75(3), 584-596.
- Kanevskiy, M., Y. Shur, M. T. Jorgenson, C. L. Ping, G. J. Michaelson, D. Fortier, E. Stephani, M. Dillon & V. Tumskey (2013A). Ground ice in the upper permafrost of the Beaufort Sea coast of Alaska. *Cold Regions Science and Technology*, 85, 56-70.
- Kanevskiy, M., Y. Shur, T. Krzewinski & M. Dillon (2013B). Structure and properties of ice-rich permafrost near Anchorage, Alaska. *Cold Regions Science and Technology*, 93, 1-11.
- Karjalainen, O., M. Luoto, J. Aalto, & J. Hjort (2019). New insights into the environmental factors controlling the ground thermal regime across the Northern Hemisphere: a comparison between permafrost and non-permafrost areas. *The Cryosphere*, 13, 693-707.
- Karjalainen, O., M. Luoto, J. Aalto, B. Etzelmuller, G. Grosse, B. M. Jones, K. S. Lilleøren & J. Hjort (2020). High potential for loss of permafrost landforms in a changing climate. *Environmental Research Letters*, 15(10).
- Kim, T. K. & J. H. Park (2019). More about the basic assumptions of t-test: normality and sample size. *Korean Journal of Anesthesiology*, 72(4), 331.

- Kokelj, S. V. & C. R. Burn (2003). Ground ice and soluble cations in near-surface permafrost, Inuvik, Northwest Territories, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14(3), 275-289.
- Kokelj, S. V. & C. R. Burn (2005). Near-surface ground ice in sediments of the Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(3), 291-303.
- Kontorovich, A. E., V. A. Kontorovich, S. V. Ryzhkova, B. N. Shurygin, L. G. Vakulenko, E. A. Gaideburova, V. P. Danilova, V. A. Kazanenkov, N. S. Kim, E. A. Kostyreva, P. A. Yan & V. I. Moskvina (2013). Jurassic paleogeography of the West Siberian sedimentary basin. *Russian Geology and Geophysics*, 54(8), 747-779.
- Kraev, G., E. D. Schulze, A. Yurova, A. Kholodov, E. Chuvilin & E. Rivkina (2017). Cryogenic displacement and accumulation of biogenic methane in frozen soils. *Atmosphere*, 8(6), 105.
- Lacelle, D., J. Bjornson, B. Lauriol, I. D. Clark & Y. Troutet (2004). Segregated-intrusive ice of subglacial meltwater origin in retrogressive thaw flow headwalls, Richardson Mountains, NWT, Canada. *Quaternary Science Reviews*, 23(5-6), 681-696.
- Lachenbruch, A. H., J. H. Sass, B. V. Marshall & T. H. Moses Jr (1982). Permafrost, heat flow, and the geothermal regime at Prudhoe Bay, Alaska. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B11), 9301-9316.
- Lachenbruch, A. H. (1994). Permafrost, the active layer, and changing climate Washington, DC: US Geological Survey, 1-43.
- Lackner, R., A. Amon & H. Lager (2005). Artificial ground freezing of fully saturated soil: thermal problem. *Journal of Engineering Mechanics*, 131(2), 211-220.
- Lamarche, C., M. Santoro, S. Bontemps, R. d'Andrimont, J. Radoux, L. Giustarini, C. Brockmann, J. Wevers, P. Defourny & O. Arino (2017). Compilation and validation of SAR and optical data products for a complete and global map of inland/ocean water tailored to the climate modeling community. *Remote Sensing*, 9(1), 36.
- Ling, F. & T. Zhang (2003). Impact of the timing and duration of seasonal snow cover on the active layer and permafrost in the Alaskan Arctic. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14(2), 141-150.
- Mackay, J. R. (1971). The origin of massive icy beds in permafrost, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 397-422.
- Mackay, J. R. (1972). The world of underground ice. *Annals of the Association of American Geographers*, 62(1), 1-22.
- Mackay, J. R. (1974). Reticulate ice veins in permafrost, Northern Canada. *Canadian Geotechnical Journal*, 11(2), 230-237.
- Mackay, J. R. & D. K. MacKay (1974). Snow cover and ground temperatures, Garry Island, NWT. *Arctic*, 287-296.
- Mao, X., C. Miller, Z. Hou, A. Khandker & X. Xiao (2014). Experimental study of soil water migration in freezing process. *Geotechnical Testing Journal*, 37(3), 436-446.
- Marra, G. & S. N. Wood (2011). Practical variable selection for generalized additive models. *Computational Statistics & Data Analysis*, 55(7), 2372-2387.
- Maxwell, J. B. (1981). Climatic regions of the Canadian Arctic islands. *Arctic*, 34(3), 225-240.
- McCune, B., & D. Keon (2002). Equations for potential annual direct incident radiation and heat load. *Journal of Vegetation Science*, 13(4), 603-606.
- Moorman, B. J., S. D. Robinson & M. M. Burgess (2003). Imaging periglacial conditions with ground-penetrating radar. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14(4), 319-329.
- Morse, P. D., C. R. Burn & S. V. Kokelj (2009). Near-surface ground-ice distribution, Kendall Island Bird Sanctuary, western Arctic coast, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(2), 155-171.
- Morse, P. D. & C. R. Burn (2013). Field observations of syngenetic ice wedge polygons, outer Mackenzie Delta, western Arctic coast, Canada. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118(3), 1320-1332.

- Mugume, I., C. Basalirwa, D. Waiswa, J. Reuder, M. D. S. Mesquita, S. Tao & T. J. Ngailo (2016). Comparison of parametric and nonparametric methods for analyzing the bias of a numerical model. *Modelling and Simulation in Engineering*, 2016.
- Muhs, D. R. & J. R. Budahn (2006). Geochemical evidence for the origin of late Quaternary loess in central Alaska. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 43(3), 323-337.
- Murton, J. B. & H. M. French (1994). Cryostructures in permafrost, Tuktoyaktuk coastlands, western arctic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31(4), 737-747.
- Murton, J.B (2013). Ground ice and cryostratigraphy. *Teoksessa Shroder, J., R. Giardino, & J. Harbor (toim.): Treatise on Geomorphology*, vol 8, 173–201.
- Olefeldt, D., S. Goswami, G. Grosse, D. Hayes, G. Hugelius, P. Kuhry, A. D. McGuire, V. E. Romanovsky, A. B. K. Sannel, E. A. G. Schuur & M. R. Turetsky (2016). Circumpolar distribution and carbon storage of thermokarst landscapes. *Nature Communications*, 7(1), 1-11.
- O'Neill, H. B. & C. R. Burn (2012). Physical and temporal factors controlling the development of near-surface ground ice at Illisarvik, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49(9), 1096-1110.
- O'Neill, H. B. & C. R. Burn (2017). Talik formation at a snow fence in continuous permafrost, western Arctic Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(3), 558-565.
- O'Neill, H. B., S. A. Wolfe & C. Duchesne (2019). New ground ice maps for Canada using a paleogeographic modelling approach. *The Cryosphere*, 13(3).
- Osterkamp, T. E., M. T. Jorgenson, E. A. G. Schuur, Y. L. Shur, M. Z. Kanevskiy, J. G. Vogel & V. E. Tumskey (2009). Physical and ecological changes associated with warming permafrost and thermokarst in interior Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(3), 235-256.
- Outcalt, S. I., F. E. Nelson & K. M. Hinkel (1990). The zero-curtain effect: Heat and mass transfer across an isothermal region in freezing soil. *Water Resources Research*, 26(7), 1509-1516.
- Overland, J. E., E. Hanna, I. Hanssen-Bauer, S. J. Kim, J. E. Walsh, M. Wang & U. S. Bhatt (2019). Surface Air Temperature. *Teoksessa Blunden, J. & D. S. Arndt (toim.): Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(9), 142-144.
- Peppin, S. S. & R. W. Style (2013). The physics of frost heave and ice-lens growth. *Vadose Zone Journal*, 12(1).
- Ping, C. L., J. D. Jastrow, M. T. Jorgenson, G. J. Michaelson & Y. L. Shur (2015). Permafrost soils and carbon cycling. *Soil*, 1(1), 147-171.
- Pojar, J. (1996). Environment and biogeography of the western boreal forest. *The Forestry Chronicle*, 72(1), 51-58.
- Posada, D. & T. R. Buckley (2004). Model selection and model averaging in phylogenetics: advantages of Akaike information criterion and Bayesian approaches over likelihood ratio tests. *Systematic Biology*, 53(5), 793-808.
- Rampton, V. N. (1988). Origin of massive ground ice on Tuktoyaktuk Peninsula, Northwest Territories, Canada: a review of stratigraphic and geomorphic evidence. *Proceedings of the 5th International Conference on Permafrost*, Trondheim, Norway, 850-855.
- Randin, C. F., T. Dirnböck, S. Dullinger, N. E. Zimmermann, M. Zappa & A. Guisan (2006). Are niche-based species distribution models transferable in space? *Journal of Biogeography*, 33(10), 1689-1703.
- Raynolds, M. K., & D. A. Walker (2008). Circumpolar relationships between permafrost characteristics, NDVI, and Arctic vegetation types. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost (NICOP 2008)*, Fairbanks, Alaska, 2, 1469-1474.
- Razali, N. M. & Y. B. Wah (2011). Power comparisons of shapiro-wilk, kolmogorov-smirnov, lilliefors and anderson-darling tests. *Journal of Statistical Modeling and Analytics*, 2(1), 21-33.

- Rempel, A. W., J. S. Wettlaufer & M. G. Worster (2004). Premelting dynamics in a continuum model of frost heave. *Journal of Fluid Mechanics*, 498, 227-244.
- Rempel, A. W. (2007). Formation of ice lenses and frost heave. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F2).
- Reyes, A. V., D. G. Froese & B. J. Jensen (2010). Permafrost response to last interglacial warming: field evidence from non-glaciated Yukon and Alaska. *Quaternary Science Reviews*, 29(23-24), 3256-3274.
- Reyes, A. V., G. D. Zazula, S. Kuzmina, T. A. Ager & D. G. Froese (2011). Identification of last interglacial deposits in eastern Beringia: a cautionary note from the Palisades, interior Alaska. *Journal of Quaternary Science*, 26(3), 345-352.
- Romanovsky, V. E., D. S. Drozdov, N. G. Oberman, G. V. Malkova, A. L. Kholodov, S. S. Marchenko, N. G. Moskalenko, D. O. Sergeev, N. G. Ukraintseva, A. A. Abramov, A. A. Vasiliev & D. A. Gilichinsky (2010a). Thermal state of permafrost in Russia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(2), 136-155.
- Romanovsky, V. E., S. L. Smith & H. H. Christiansen (2010b). Permafrost thermal state in the polar Northern Hemisphere during the international polar year 2007–2009: a synthesis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(2), 106-116.
- Romanovsky, V. E., S. L. Smith, K. Isaksen, N. I. Shiklomanov, D. A. Streletskiy, A. L. Kholodov, H. H. Christiansen, D. S. Drozdov, G. V. Malkova & S. S. Marchenko (2019). Terrestrial Permafrost. *Teoksessa Blunden, J. & D. S. Arndt (toim.): Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(9), 153-159.
- Schirmermeister, L., V. V. Kunitsky, G. Grosse, T. V. Kuznetsova, A. Y. Derevyagin, S. Wetterich and C. Siegert (2008). The Yedoma Suite of the Northeastern Siberian Shelf Region Characteristics and Concept of Formation. *Teoksessa Kane, D. L. & K. M. Hinkel (toim.) Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, University of Alaska Fairbanks, Institute of Northern Engineering, 1595-1600.
- Schirmermeister, L., D. Froese, V. Tumskoy, G. Grosse & S. Wetterich (2013). Yedoma: Late Pleistocene ice-rich syngenetic permafrost of Beringia. *Encyclopedia of Quaternary Science*, 2, 542-552. Elsevier.
- Scholz, H. & M. Baumann (1997). An 'open system pingo' near Kangerlussuaq (Søndre Strømfjord), West Greenland. *Geology of Greenland Survey Bulletin*, 176, 104-108.
- Serreze, M. C. & R. G. Barry (2005). *The Arctic climate system*. 385. s. Cambridge, UK, Cambridge University Press.
- Sheffield, J., G. Goteti & E. F. Wood (2006). Development of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. *Journal of Climate*, 19(13), 3088-3111.
- Shilts, W. W., J. M. Aylsworth, C. A. Kaszycki & R. A. Klassen (1987). Canadian shield. *Geomorphic Systems of North America*. 2. p. 643 s. Geological Society of America Boulder, Colorado.
- Shur, Y. L. (1988). *Upper Horizon of the Permafrost Soils and Thermokarst*. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk. 210 s.
- Shur, Y. L. & M. T. Jorgenson (1998). Cryostructure development on the floodplain of the Colville River Delta, northern Alaska. *Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost*, Yellowknife, Canada, 57, 993-1000.
- Shur, Y., H. M. French, M. T. Bray & D. A. Anderson (2004). Syngenetic permafrost growth: cryostratigraphic observations from the CRREL Tunnel near Fairbanks, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(4), 339-347.
- Shur, Y., K. M. Hinkel & F. E. Nelson (2005). The transient layer: implications for geocryology and climate-change science. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(1), 5-17.
- Shur, Y. L. & M. T. Jorgenson (2007). Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(1), 7-19.

- Smith, M. W. & D. W. Riseborough (2002). Climate and the limits of permafrost: a zonal analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(1), 1-15.
- Smith, M. W. & D. W. Riseborough (1996). Permafrost monitoring and detection of climate change. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7(4), 301-309.
- Smith, S. L., V. E. Romanovsky, A. G. Lewkowicz, C. R. Burn, M. Allard, G. D. Clow, K. Yoshikawa & J. Throop (2010). Thermal state of permafrost in North America: a contribution to the international polar year. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(2), 117-135.
- Strauss, J., S. Laboor, A. N. Fedorov, D. Fortier, D. Froese, M. Fuchs, G. Guido, F. Günther, J. W. Harden, G. Hugelius, M. Z. Kanevskiy, A. L. Kholodov, V. V. Kunitsky, G. Kraev, L. Lapointe-Elmrabti, A. V. Lozhkin, E. Rivkina, J. Robinson, L. Schirrmeister, D. Shmelev, Y. Shur, C. Siegert, V. Spektor, M. Ulrich, S. L. Vartanyan, A. Veremeeva, K. M. Walter Anthony & S. A. Zimov (2016). Database of Ice-Rich Yedoma Permafrost (IRYP). PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.861733>
- Strauss, J., L. Schirrmeister, G. Grosse, D. Fortier, G. Hugelius, C. Knoblauch, V. Romanovsky, C. Schädel, T. Scheider von Deimling, E. A. G. Schuur, M. Ulrich, A. Veremeeva & D. Shmelev (2017). Deep Yedoma permafrost: A synthesis of depositional characteristics and carbon vulnerability. *Earth-Science Reviews*, 172, 75-86.
- Style, R. W. & S. S. Peppin (2012). The kinetics of ice-lens growth in porous media. *Journal of Fluid Mechanics*, 692, 482-498.
- Takagi, S. (1978). Segregation Freezing as the Cause of Suction Force for Ice Lens Formation (No. CRREL-78-6). *COLD REGIONS RESEARCH AND ENGINEERING LAB HANOVER NH*.
- Talamucci, F. (2003). Freezing processes in porous media: formation of ice lenses, swelling of the soil. *Mathematical and Computer Modelling*, 37(5-6), 595-602.
- Thomas, H. R., P. J. Cleall, Y. Li, C. Harris, & M. Kern-Luetsch (2009). Modelling of cryogenic processes in permafrost and seasonally frozen soils. *Geotechnique*, 59(3), 173-184.
- Ulrich, M., G. Grosse, J. Strauss & L. Schirrmeister (2014). Quantifying wedge-ice volumes in Yedoma and thermokarst basin deposits. *Permafrost and Periglacial Processes*, 25(3), 151-161.
- Vasil'chuk, Y. K. (2013). Syngenetic Ice Wedges: Cyclical Formation, Radiocarbon Age and Stable Isotope Records by Yuriy K. Vasil'chuk, Moscow University Press, Moscow, 2006. 404 pp. ISBN 5-211-05212-9. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(1), 82-93.
- Velichko, A. A., S. N. Timireva, K. V. Kremenetski, G. M. MacDonald & L. C. Smith (2011). West Siberian Plain as a late glacial desert. *Quaternary International*, 237(1-2), 45-53.
- Walker, D. A., M. K. Raynolds, F. J. A. Daniëls, E. Einarsson, A. Elvebakk, W. A. Gould, A. E. Katenin, S. S. Kholod, C. J. Markon, E. S. Melnikov, S. S. Talbot, B. A. Yurtsev & N. G. Moskalenko (2005). The circumpolar Arctic vegetation map. *Journal of Vegetation Science*, 16(3), 267-282.
- Walker, D. A., F. J. A. Daniëls, I. Alsos, U. S. Bhatt, A. L. Breen, M. Buchhorn, H. Bültmann, L. A. Druckenmiller, M. E. Edwards, D. Ehrich, W. A. Gould, R. A. Ims, H. Meltote, M. K. Raynolds, J. Sibik, S. S. Talbot, P. J. Webber & H. E. Epstein (2016). Circumpolar Arctic vegetation: a hierarchic review and roadmap toward an internationally consistent approach to survey, archive and classify tundra plot data. *Environmental Research Letters*, 11(5), 055005.
- Wang, P., J. de Jager, A. Nauta, J. van Huissteden, M. C. Trofim & J. Limpens (2019). Exploring near-surface ground ice distribution in patterned-ground tundra: correlations with topography, soil and vegetation. *Plant and Soil*, 444(1-2), 251-265.
- Willeit, M. & A. Ganopolski (2015). Coupled Northern Hemisphere permafrost-ice-sheet evolution over the last glacial cycle. *Climate of the Past*, 11(9), 1165-1180.

- Williams, D. J. & C. R. Burn (1996). Surficial characteristics associated with the occurrence of permafrost near Mayo, Central Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7(2), 193-206.
- Woo, M. K., D. L. Kane, S. K. Carey & D. Yang (2008). Progress in permafrost hydrology in the new millennium. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(2), 237-254.
- Woo, M. K. & R. Thorne (2003). Streamflow in the Mackenzie basin, Canada. *Arctic*, 328-340.
- Yee, T. W. & N. D. Mitchell (1991). Generalized additive models in plant ecology. *Journal of Vegetation Science*, 2(5), 587-602.
- Yoshikawa, K. (1998). The groundwater hydraulics of open system pingos. *7th International Permafrost Conference*, Yellowknife, Canada, 1177-1183.
- Zhang, T., R. G. Barry, K. Knowles, J. A. Heginbottom & J. Brown (2008). Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere. *Polar Geography*, 31(1-2), 47-68.

10. LIITTEET

LIITE 1 – Julkaisut, joista aineisto on kerätty

- Cable, S., Elberling, B., & Kroon, A. (2018). Holocene permafrost history and cryostratigraphy in the High-Arctic Adventdalen Valley, central Svalbard. *Boreas*, 47(2), 423-442.
- Calmels, F., & Allard, M. (2008). Segregated ice structures in various heaved permafrost landforms through CT Scan. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 33(2), 209-225.
- Fritz, M., Wetterich, S., Schirrmeister, L., Meyer, H., Lantuit, H., Preusser, F., & Pollard, W. H. (2012). Eastern Beringia and beyond: late Wisconsinan and Holocene landscape dynamics along the Yukon Coastal Plain, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 319, 28-45.
- Gilbert, G. L., Cable, S., Thiel, C., Christiansen, H. H., & Elberling, B. (2017). Cryostratigraphy, sedimentology, and the late Quaternary evolution of the Zackenberg River delta, northeast Greenland.
- Iwahana, G., Fukui, K., Mikhailov, N., Ostanin, O., & Fujii, Y. (2012). Internal structure of a lithals in the Akkol Valley, Russian Altai Mountains. *Permafrost and Periglacial Processes*, 23(2), 107-118.
- Iwahana, G., Takano, S., Petrov, R. E., Tei, S., Shingubara, R., Maximov, T. C., Fedorov, A. N., Desyatkin, A. R., Nikolaev, A. N., Desyatkin, R. V. & Sugimoto, A. (2014). Geocryological characteristics of the upper permafrost in a tundra-forest transition of the Indigirka River Valley, Russia. *Polar Science*, 8(2), 96-113.
- Kanevskiy, M., Shur, Y., Fortier, D., Jorgenson, M. T., & Stephani, E. (2011). Cryostratigraphy of late Pleistocene syngenetic permafrost (yedoma) in northern Alaska, Itkillik River exposure. *Quaternary Research*, 75(3), 584-596.
- Kanevskiy, M., Shur, Y., Connor, B., Dillon, M., Stephani, E., & O'Donnell, J. (2012). Study of the ice-rich syngenetic permafrost for road design (Interior Alaska). *Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost*, 1, 25-29. Salekhard, Russia: The Northern Publisher.
- Kanevskiy, M., Shur, Y., Krzewinski, T., & Dillon, M. (2013). Structure and properties of ice-rich permafrost near Anchorage, Alaska. *Cold Regions Science and Technology*, 93, 1-11.
- Kanevskiy, M., Jorgenson, T., Shur, Y., O'Donnell, J. A., Harden, J. W., Zhuang, Q., & Fortier, D. (2014). Cryostratigraphy and permafrost evolution in the lacustrine lowlands of west-central Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 25(1), 14-34.
- Kokelj, S. V., Smith, C. A. S., & Burn, C. R. (2002). Physical and chemical characteristics of the active layer and permafrost, Herschel Island, western Arctic Coast, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(2), 171-185.
- Le, T. M. H., Depina, I., Guegan, E., & Sinitsyn, A. (2018). Thermal regime of permafrost at Varandey Settlement along the Barents Sea Coast, North West Arctic Russia. *Engineering Geology*, 246, 69-81.
- Lin, Z., Burn, C. R., Niu, F., Luo, J., Liu, M., & Yin, G. (2015). The thermal regime, including a reversed thermal offset, of arid permafrost sites with variations in vegetation cover density, Wudaoliang Basin, Qinghai-Tibet Plateau. *Permafrost and Periglacial Processes*, 26(2), 142-159.
- Meyer, H., Schirrmeister, L., Andreev, A., Wagner, D., Hubberten, H. W., Yoshikawa, K., Bobrov, A., Wetterich, S., Opel, T., Kandiano, E., & Brown, J. (2010). Lateglacial and Holocene isotopic and environmental history of northern coastal Alaska—Results from a buried ice-wedge system at Barrow. *Quaternary Science Reviews*, 29(27), 3720-3735.
- Munroe, J. S., Doolittle, J. A., Kanevskiy, M. Z., Hinkel, K. M., Nelson, F. E., Jones, B. M., Shur, Y., & Kimble, J. M. (2007). Application of ground-penetrating radar imagery for

- three-dimensional visualisation of near-surface structures in ice-rich permafrost, Barrow, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(4), 309-321.
- O'Neill, H. B., & Burn, C. R. (2012). Physical and temporal factors controlling the development of near-surface ground ice at Illisarvik, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49(9), 1096-1110.
- Osterkamp, T. E., Jorgenson, M. T., Schuur, E. A. G., Shur, Y. L., Kanevskiy, M. Z., Vogel, J. G., & Tumskey, V. E. (2009). Physical and ecological changes associated with warming permafrost and thermokarst in interior Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(3), 235-256.
- Pumple, J., Froese, D., & Calmels, F. (2015, September). Characterizing permafrost valley fills along the Alaska Highway, southwest Yukon. *Proceedings GeoQuébec 2015 68th Canadian Geotechnical Conference and 7th Canadian Permafrost Conference*, 20-23.
- Schirrmeister, L., Grosse, G., Kunitsky, V., Meyer, H., Derivyagin, A., & Kuznetsova, T. (2003). Permafrost, periglacial and paleo-environmental studies on New Siberian Islands. *Russian Polar Research*, 195-314. AWI, Alfred-Wegener-Institut für Polar-und Meeresforschung.
- Schirrmeister, L., Wagner, D., Grigoriev, M., & Bolshiyarov, D. (2007). The expedition LENA 2005. *Berichte zur Polar-und Meeresforschung (Reports on Polar and Marine Research)*, 550.
- Schirrmeister, L., Grosse, G., Kunitsky, V., Magens, D., Meyer, H., Dereviagin, A., Kuznetsova, T., Andreev, A., Babiy, O., Kienast, F., Overduin, P. P., Preusser, F., & Grigoriev, M. (2008). Periglacial landscape evolution and environmental changes of Arctic lowland areas for the last 60 000 years (western Laptev Sea coast, Cape Mamontov Klyk). *Polar Research*, 27(2), 249-272.
- Schirrmeister, L., Bobrov, A., Raschke, E., Herzschuh, U., Strauss, J., Pestryakova, L. A., & Wetterich, S. (2018). Late Holocene ice-wedge polygon dynamics in northeastern Siberian coastal lowlands. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 50(1), e1462595.
- Schwamborn, G., Meyer, H., Fedorov, G., Schirrmeister, L., & Hubberten, H. W. (2006). Ground ice and slope sediments archiving late Quaternary paleoenvironment and paleoclimate signals at the margins of El'gygytgyn Impact Crater, NE Siberia. *Quaternary Research*, 66(2), 259-272.
- Schwamborn, G., Heinzel, J., & Schirrmeister, L. (2008). Internal characteristics of ice-marginal sediments deduced from georadar profiling and sediment properties (Brøgger Peninsula, Svalbard). *Geomorphology*, 95(1-2), 74-83.
- Trochim, E. D., Schnabel, W. E., Kanevskiy, M., Munk, J., & Shur, Y. (2016). Geophysical and cryostratigraphic investigations for road design in northern Alaska. *Cold Regions Science and Technology*, 131, 24-38.
- Verpaelst, M., Fortier, D., Kanevskiy, M., Paquette, M., & Shur, Y. (2017). Syngenetic dynamic of permafrost of a polar desert solifluction lobe, Ward Hunt Island, Nunavut. *Arctic Science*, 3(2), 301-319.
- Wetterich, S., Kuzmina, S., Andreev, A. A., Kienast, F., Meyer, H., Schirrmeister, L., Kuznetsova, T., & Sierralta, M. (2008). Palaeoenvironmental dynamics inferred from late Quaternary permafrost deposits on Kurungnakh Island, Lena Delta, northeast Siberia, Russia. *Quaternary Science Reviews*, 27(15-16), 1523-1540.
- Wetterich, S., Schirrmeister, L., & Kholodov, A. L. (2011). The joint Russian-German expedition Beringia/Kolyma 2008 during the International Polar Year (IPY) 2007/2008. *Berichte zur Polar-und Meeresforschung (Reports on Polar and Marine Research)*, 636.
- Wetterich, S., Grosse, G., Schirrmeister, L., Andreev, A. A., Bobrov, A. A., Kienast, F., Bigelow, N. H., & Edwards, M. E. (2012). Late Quaternary environmental and landscape

dynamics revealed by a pingo sequence on the northern Seward Peninsula, Alaska. *Quaternary Science Reviews*, 39, 26-44.

Wetterich, S., Tumskey, V., Rudaya, N., Kuznetsov, V., Maksimov, F., Opel, T., Meyer, H., Andreev, A. A., & Schirrmeister, L. (2016). Ice complex permafrost of MIS5 age in the Dmitry Laptev Strait coastal region (East Siberian Arctic). *Quaternary Science Reviews*, 147, 298-311.

Wolfe, S. A., Stevens, C. W., Gaanderse, A. J., & Oldenborger, G. A. (2014). Lithals distribution, morphology and landscape associations in the Great Slave Lowland, Northwest Territories, Canada. *Geomorphology*, 204, 302-313.

LIITE 2 – Gravimetrisen aineiston korrelaatiomatriisi

Yläkolmiossa on esitettyä muuttujien (taulukko 2) väliset spearmanin korrelaatiokertoimet ja alakolmiossa niiden väliset p-arvot (n=49). (Gra=Gravimetrinen jäämäärä, Ma=MAAT, Slo=Slope, Fin=Fine, Coa=Coarse, Sno=Snow, Rai=Rain, Pre=PrecSum, Soc=SOCC, Ndv=NDVI, Wat=WaterCover)

	Gra	Ma	Fdd	Tdd	Slo	Fin	Coa	Sno	Rai	Pre	Twi	Soc	Ndv	Pisr	Wat
Gra		-0,07	0,17	0,25	-0,11	0,31	-0,32	-0,35	0,03	-0,24	0,09	0,26	0,51	0,29	0,04
Ma	0,67		-0,9	0,47	0,37	-0,13	0,53	0,6	0,56	0,75	-0,2	0,4	0,28	0,26	-0,34
Fdd	0,25	<0,01		-0,1	-0,41	0,21	-0,66	-0,56	-0,23	-0,58	0,26	-0,22	0,03	0,05	0,26
Tdd	0,1	<0,01	0,5		0,02	0,29	-0,09	0,15	0,84	0,49	0,05	0,42	0,76	0,77	-0,24
Slo	0,47	0,01	<0,01	0,9		-0,32	0,44	0,45	0,15	0,48	-0,83	0,02	-0,14	-0,07	-0,32
Fin	0,04	0,4	0,16	0,06	0,03		-0,25	-0,58	0,04	-0,4	0,35	0,3	0,3	0,39	0,14
Coa	0,03	<0,01	<0,01	0,56	<0,01	0,1		0,6	0,11	0,53	-0,33	-0,26	-0,3	-0,26	-0,31
Sno	0,02	<0,01	<0,01	0,33	<0,01	<0,01	<0,01		0,4	0,86	-0,26	-0,06	-0,22	-0,19	-0,31
Rai	0,86	<0,01	0,12	<0,01	0,31	0,79	0,48	0,01		0,74	-0,1	0,4	0,58	0,6	-0,31
Pre	0,12	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01		-0,35	0,12	0,16	0,18	-0,38
Twi	0,54	0,2	0,08	0,75	<0,01	0,02	0,03	0,09	0,5	0,02		0,1	0,12	0,11	0,24
Soc	0,09	<0,01	0,15	<0,01	0,91	0,05	0,09	0,72	<0,01	0,43	0,49		0,39	0,51	-0,11
Ndv	<0,01	0,06	0,86	<0,01	0,35	0,05	0,04	0,16	<0,01	0,28	0,44	<0,01		0,78	-0,21
Pisr	0,05	0,08	0,74	<0,01	0,66	<0,01	0,08	0,21	<0,01	0,24	0,49	<0,01	<0,01		-0,27
Wat	0,79	0,02	0,09	0,12	0,03	0,35	0,04	0,04	0,04	0,01	0,11	0,47	0,17	0,07	

LIITE 3 – Volumetrinen aineiston korrelatiomatriisi

Yläkolmiossa on esitettyä muuttujien (taulukko 2) väliset spearmanin korrelaatiokertoimet ja alakolmiossa niiden väliset p-arvot (n=22). (Vol=Volumetrinen jäämäärä, Ma=MAAT, Slo=Slope, Fin=Fine, Coa=Coarse, Sno=Snow, Rai=Rain, Pre=PrecSum, Soc=SOCC, Ndv=NDVI, Wat=WaterCover)

	Vol	Ma	Fdd	Tdd	Slo	Fin	Coa	Sno	Rai	Pre	Tw	Soc	Ndv	Pisr	Wat
Vol		-0,07	0,32	-0,09	-0,47	0,61	-0,36	-0,38	-0,39	-0,39	0,46	0,16	0,26	-0,48	0,15
Ma	0,76		-0,79	0,95	0,17	0,2	0,28	0,34	0,49	0,45	-0,23	0,64	0,5	0,47	-0,41
Fdd	0,14	<0,01		-0,64	-0,52	0,21	-0,54	-0,57	-0,79	-0,74	0,61	-0,26	-0,16	-0,76	0,45
Tdd	0,71	<0,01	<0,01		0,08	0,22	0,17	0,35	0,43	0,41	-0,12	0,72	0,61	0,43	-0,4
Slo	0,03	0,44	0,01	0,72		-0,66	0,87	0,25	0,53	0,46	-0,96	-0,22	-0,31	0,55	-0,29
Fin	<0,01	0,37	0,35	0,33	<0,01		-0,56	-0,42	-0,53	-0,52	0,66	0,43	0,44	-0,51	-0,08
Coa	0,1	0,2	<0,01	0,44	<0,01	0,01		0,31	0,5	0,49	-0,8	-0,11	-0,16	0,46	-0,34
Sno	0,08	0,12	<0,01	0,11	0,27	0,05	0,16		0,86	0,94	-0,33	0,15	0,22	0,76	-0,27
Rai	0,08	0,02	<0,01	0,04	0,01	0,01	0,02	<0,01		0,96	-0,64	0,09	0,11	0,9	-0,39
Pre	0,07	0,04	<0,01	0,06	0,03	0,01	0,02	<0,01	<0,01		-0,55	0,12	0,17	0,85	-0,31
Tw	0,03	0,31	<0,01	0,59	<0,01	<0,01	<0,01	0,14	<0,01	0,01		0,22	0,28	-0,67	0,33
Soc	0,47	<0,01	0,24	<0,01	0,32	0,04	0,62	0,51	0,69	0,59	0,33		0,78	0,13	-0,29
Ndv	0,25	0,02	0,49	<0,01	0,16	0,04	0,49	0,33	0,63	0,44	0,2	<0,01		0,07	-0,32
Pisr	0,03	0,03	<0,01	0,05	<0,01	0,02	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,58	0,76		-0,39
Wat	0,49	0,06	0,04	0,07	0,2	0,72	0,12	0,22	0,07	0,15	0,13	0,19	0,14	0,07	